

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

IMPACT DE LA FUSION PARTIELLE DANS LA SÉGRÉGATION  
MAGMATIQUE EN CONTEXTE DE BASE DE CROÛTE CONTINENTALE  
FONDUE : IMPLICATION DANS LA CONSTRUCTION MAGMATIQUE ET  
MÉTALLOGÉNIQUE DU NORD-EST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR  
(NEPS), QUÉBEC, CANADA

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR  
CHRISTOPHE AZEVEDO

OCTOBRE 2015

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.07-2011). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier Michel Jébrak (UQÀM), mon directeur de maîtrise, pour son encadrement tout au long de ce projet ambitieux. Je le remercie pour sa présence, son apport scientifique et la confiance qu'il m'a donnée afin de mener à bien ce projet.

Je tiens à remercier Andréa Amortegui (MÉRN), ma co-directrice de maîtrise, pour la qualité de son encadrement scientifique et technique. Nos échanges fructueux m'ont permis d'évoluer dans la compréhension des processus magmatique du Nord du Québec.

Je tiens à remercier également Jean-François Moyen (Université Jean Monnet, Saint-Étienne, France), spécialiste des granites archéens, pour son apport scientifique dans la compréhension géochimique des intrusifs archéens. Je le remercie également pour son accueil chaleureux et nos conversations enrichissantes sur les granites archéens lors de mes différentes visites à Saint-Étienne.

Je remercie le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (MÉRN) et à Patrice Roy plus particulièrement pour avoir financé ce projet de maîtrise sortant des sentiers battus. J'ose espérer qu'il apportera une vision rafraîchissante sur l'intérêt d'une meilleure compréhension des processus magmatiques et du lien spatial et génétique entre magmas et minéralisations en contexte archéen.

Je tiens à remercier tous mes collègues de bureau de l'UQÀM, Noémie, Sacha, Julien et Nicolas pour les bons moments de franches rigolades passés durant ces deux années de Maîtrise.

Je tiens également à remercier mes parents, mon frère pour leur indéfectible soutien durant ces années de maîtrise.

Enfin je te remercie toi Marion, ma conjointe, mon amie, ma confidente pour ton soutien dans les bons moments comme dans les moins bons et sans qui cette maîtrise n'aurait sûrement même pas débutée.



## TABLE DES MATIERES

LISTE DES FIGURES	VIII
LISTE DES TABLES	XIV
LISTE DES ABRÉVIATIONS	XVI
RÉSUMÉ	XVIII
CHAPITRE I	1
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
1.1. Introduction et problématique générale .....	2
1.2. Objectifs.....	2
1.3. Méthodologie.....	4
1.3.1. Travaux de compilation de données analytiques effectués par le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec.....	4
1.3.2. L'effet pervers de la diagrammatique : notion de projection en géochimie.....	7
1.3.3. Analyse en composante principale (ACP) .....	9
1.3.4. Krigeage.....	10
1.3.5. Principes de modélisation de fusion partielle.....	11
1.3.6. État d'oxydation magmatique et construction des stocks métaux durant l'archéen.....	16
CHAPITRE II	21
FORMATION ET ÉVOLUTION DE LA CROÛTE CONTINENTALE À L'ARCHÉEN (4,0 À 2,5 GA) : IMPLICATIONS SUR LA GÉODYNAMIQUE ARCHÉENNE ET SUR LE LIEN MAGMA-MINÉRALISATION	21
2.1. L'Archéen (4,0 Ga – 2,5 Ga) .....	22
2.1.1. Généralités .....	22
2.1.2. La croissance crustale archéenne .....	24
2.1.3. Une Terre plus chaude à l'Archéen : impact sur le comportement rhéologique des croûtes chaudes archéennes .....	26
2.2. Classifications granitiques et minéralisations potentielles associées .....	30
2.3. Le plutonisme tardi-archéen : caractéristiques et évolution géochimique des processus magmatiques à la transition Archéen-Protérozoïque .....	38
2.3.1. Les assemblages complexes de base de croûte fondue ou « gneiss gris » .....	41
2.3.2. Les TTG archéennes : géochimie, pétrologie et implication dans la croissance crustale durant l'Archéen (4,0 Ga – 2,5 Ga) .....	41
2.3.3. Les sanukitoïdes au sens large .....	45
2.3.4. Les granites à biotite et à deux micas .....	45

2.3.5. Les granites « hybrides » tardifs .....	46
2.4. La fusion partielle dans la géodynamique crustale : le modèle de ségrégation magmatique et de croûte continentale fondue.....	47
2.5. Tectonique verticale <i>versus</i> tectonique horizontale à l'Archéen : réelle opposition ? .....	52
CHAPITRE III .....	60
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL DU NORD-EST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR (NEPS) .....	60
3.1. La Province du Supérieur.....	61
3.2. Le Nord-Est de la Province du Supérieur .....	62
3.2.1. Les travaux antérieurs menés dans le NEPS.....	64
3.2.3. Synthèse des données existantes sur l'évolution tectonomagmatique du Nord-Est de la Province du Supérieur (NEPS) .....	69
3.3. Caractéristiques géologiques et géochronologiques des suites plutoniques différenciées du Nord-Est de la Province du Supérieur (NEPS).....	73
3.3.1. Les assemblages complexes hétérogènes de croûte profonde fondue du NEPS (ou migmatite).....	76
3.3.2. Les « gneiss gris » du NEPS .....	78
3.3.3. Les suites plutoniques supracrustales du NEPS.....	80
CHAPITRE IV .....	87
IMPLICATION DES PROCESSUS DE FUSION PARTIELLE ET DE SÉGRÉGATION MAGMATIQUE DANS LA DIFFÉRENCIATION CRUSTALE ET LA CONCENTRATION MÉTALLIFÈRE DU NEPS .....	87
4.1. Les processus magmatiques impliqués dans la construction de la croûte continentale au Néoarchéen au sein du NEPS .....	88
4.1.1. Typologie des suites intrusives différenciées du NEPS .....	90
4.1.2. La fusion partielle et le mécanisme de ségrégation magmatique impliqués dans la différenciation crustale du NEPS .....	103
4.2. La construction des stocks métaux à l'Archéen.....	127
4.2.1. État d'oxydation des suites plutoniques différenciées du Nord-Est de la Province du Supérieur.....	127
4.2.2. La notion de Clark archéen : concentration des métaux en contexte de fusion de croûte continentale.....	133
4.2.3. Discussion.....	141
ANNEXES .....	148

ANNEXE A : CARTOGRAPHIE DES DIFFÉRENTES SUITES MAGMATIQUES DU NEPS.	149
BIBLIOGRAPHIE	150

## LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Diagramme de phases en fonction de la Pression vs. Température lors du processus de fusion partielle (d'après Moyen <i>et al.</i> , 2011).....	14
Figure 1.2 : Représentation synthétique des différents traitements effectués sur la base de données du Nord-Est de la Province du Supérieur (NEPS).....	19
Figure 2.1 : Échelle géochronologique du Précambrien. ....	23
Figure 2.2 : Représentation des principaux cratons archéens exposés à la surface de la Terre (modifiée de Jébrak et Marcoux, 2008). ....	24
Figure 2.3 : Les courbes en couleurs représentent les différents modèles de croissance crustale proposés dans la littérature : F = Fyfe (1978); A = Armstrong (1981) ; RS = Reymer et Schubert (1984) ; KT = Kramers et Tolstikin (1997) ; TM = Taylor et McLennan (1985, 1995) ; G = Guitreau (2012). L'histogramme de fréquence des datations U/Pb sur zircon de matériel juvénile issue de l'étude de Condie <i>et al.</i> , (2010) est également représenté sur cette figure. L'histoire magmatique du NEPS est également mise en évidence (modifiée de Laurent, 2012). ....	25
Figure 2.4 : a) Modèle d'évolution de la température potentiel du manteau ( $T_p$ en °C) au cours de l'histoire géologique de la Terre ; b) Comparaison de la concentration en MgO entre les magmas archéens (komatites + basaltes d'arcs) et les basaltes « non-arcs » phanérozoïques (d'après Herzberg <i>et al.</i> , 2010).....	28
Figure 2.5 : Résultats des modèles analogiques numériques de subduction en contexte archéen (Van Hunen <i>et al.</i> , 2008). ....	29
Figure 2.6 : Typologie des granites archéens, comparaison avec les granites phanérozoïques et minéralisations potentiels associées (modifiée de Blevin <i>et al.</i> , 1992; Moyen, 2014 et Laurent <i>et al.</i> , 2014). ....	34



Figure 2.7 : Représentation schématique des suites plutoniques du NEPS, de l'ouest de l'Abitibi, Québec et du craton archéen de l'Yilgarn, Australie. Visualisation des roches intrusives liées à des minéralisations aurifères dans ces provinces géologiques (modifiée de Champion et Cassidy, 2007 ; Simard <i>et al.</i> , 2008 ; Beackouse, 2011 ; Jébrak, 2013).....	37
Figure 2.8 : Évolution de la géochimie des différents groupes de tonalites en fonction de la pression (d'après Moyen, 2014).....	44
Figure 2.9 : Impact de la fusion partielle, de la migration magmatique et de la ségrégation magmatique dans la stratification de la croûte continentale et de la géodynamique crustale (Vanderhaeghe, 2009).....	48
Figure 2.10 : Modèle d'évolution des deux phases magmatiques solides/liquides au cours du processus de fusion partielle (d'après Vanderhaeghe, 2009).....	50
Figure 2.11 : Classification des types d'orogènes selon Chardon <i>et al.</i> , (2009) : 1) Ultra-Hot-Orogens (UHO) ; 2) Hot-Orogens (HO) ; 3) Mixed-Hot Orogens (MXO); 4) Cold-Orogen (CO).....	51
Figure 2.12 : Schématisation conceptuelle des phénomènes gravitaires comme réponse rhéologique d'une croûte chaude archéenne en contexte de convergence des plaques (selon Chardon <i>et al.</i> , 2009).....	53
Figure 2.13 : Le modèle verticaliste « Snarc » de Bédard <i>et al.</i> , (2012).....	55
Figure 2.14 : Le modèle d'avalanche froide (d'après les travaux de Stein et Hofmann's 1994 ; Condie <i>et al.</i> , 1998 ; tiré de Martin <i>et al.</i> , 2014).....	56
Figure 2.15 : Interprétation d'une partie du profil LITHOPROBE (d'après Calvert <i>et al.</i> , 1995).....	57
Figure 3.1 : Subdivisions de la Province archéenne du Supérieur, Canada et localisation du Nord-Est de la Province du Supérieur (modifiée de Simard <i>et al.</i> , 2008). ....	61
Figure 3.2 : Cartographie simplifiée de assemblages complexes de croûte profonde fondue, des suites plutoniques et supracrustales du NEPS définie à partir des travaux du MÉRN.....	65

Figure 3.3 : Les six périodes d'évolutions magmatiques simplifiées du NEPS définies ici. ....	72
Figure 3.4 : Les six périodes d'évolutions tectonomagmatiques du NEPS définies ici. ....	75
Figure 3.5 : a) Caractéristiques géologiques principales des suites plutoniques archéennes du NEPS (définis à partir de la synthèse stratigraphique de Simard <i>et al.</i> , 2008) ; b) Coupe schématique d'une croûte continentale (modifiée de Vanderhaeghe, 2009).....	83
Figure 3.6 : a) Minéralogie synthétique des suites plutoniques archéennes du NEPS (définis à partir de la synthèse stratigraphique de Simard <i>et al.</i> , 2008); b) Coupe schématique d'une croûte continentale (modifiée de Vanderhaeghe, 2009). ....	84
Figure 3.7 : a) Caractéristiques syntétiques des assemblages complexes de croûtes profondes fondues et des suites plutoniques différenciées archéenne du NEPS; b) coupe schématique d'une croûte continentale (modifiée de Vanderhaeghe, 2009).....	85
Figure 4.1 : Typologie simplifiée des environnements magmatiques du NEPS. Le transect A'-B' correspond à la schématisation du NEPS présenté en figure synthèse finale (Figure 4.16). ....	89
Figure 4.2 : 1) Résultats de l'analyse en composante principale (ACP) effectuée sur les roches intrusives différenciées du NEPS ( $\text{SiO}_2 \geq 52\%$ ) et obtenus directement à l'aide du logiciel GCDKit sans traitement méthodologique particulier ; 2) La figure 4.2 présente uniquement les composantes 1 et 2 et est similaire à la projection présentée dans les figures 4.4b, 4.5b, 4.6b et 4.7b ci-après.....	91
Figure 4.3 : 1) Résultats de l'analyse en composante principale (ACP) effectuée sur les oxydes de 1260 données d'intrusifs du NEPS ( $\text{SiO}_2 \geq 52\%$ ).2) Les données ont été log-centrées afin de travailler sur des distributions géochimiques normales; 3) La figure 4.3 présente uniquement les composantes 1 et 2. ....	93

- Figure 4.4 : Caractéristiques géochimiques des assemblages complexes de base de croûte fondue du NEPS ; a) Projection de O'Connor (1965) appliquée aux échantillons des assemblages complexes de base de croûte fondue ; b) Projection ad hoc des tests d'ACP effectués sur les roches intrusives différenciées du NEPS (Moyen, en cours) ; c) et d) Projections géochimiques discriminantes applicables aux intrusifs tardi-archéens (inspiré d'après Laurent *et al.*, 2014). ..... 97
- Figure 4.5 : Caractéristiques géochimiques des gneiss gris du NEPS ; a) Projection de O'Connor (1965) appliquée aux échantillons des assemblages complexes de base de croûte fondue ; b) Projection ad hoc des tests d'ACP effectués sur les roches intrusives différenciées du NEPS (Moyen, en cours) ; c) et d) Projections géochimiques discriminantes applicables aux intrusifs tardi-archéens (inspiré d'après Laurent *et al.*, 2014). ..... 99
- Figure 4.6 : Caractéristiques géochimiques des suites plutoniques supracrustales du NEPS ; a) Projection de O'Connor (1965) appliquée aux échantillons des assemblages complexes de base de croûte fondue ; b) Projection ad hoc des tests d'ACP effectués sur les roches intrusives du NEPS (Moyen, en cours) ; c) et d) Projections géochimiques discriminantes applicables aux intrusifs tardi-archéens (inspiré d'après Laurent *et al.*, 2014). ..... 101
- Figure 4.7 : Enveloppes des typologies d'intrusifs archéens; a) Projection de O'Connor appliquée aux échantillons des assemblages complexes de base de croûte fondue; b) Projection ad hoc des tests d'ACP effectués sur les roches intrusives du NEPS (Moyen, en cours); c) et d) Projections géochimiques discriminantes applicables aux intrusifs tardi-archéens (inspiré d'après Laurent *et al.*, 2014). ..... 102
- Figure 4.8 : Diagrammes de type Harker utilisés sur les roches intrusives du NEPS. Ces derniers ont permis d'obtenir de manière empirique les droites de régression nécessaires afin de définir les composantes a et b (Table 4.3) indispensables au calcul des paramètres  $\Delta X$ . ..... 104



- Figure 4.9 : Identification des caractéristiques géochimiques de différentes suites magmatiques du NEPS (Favard, Faribault-Thury, Desbergères, Maurel, Morrice et Tramont) présentant des signatures géochimiques distinctes afin de tester la méthodologie utilisée (inspiré de Moyen et al., 2010). ..... 106
- Figure 4.10 : Diagrammes delta utilisés sur les roches intrusives différenciées du NEPS et représentés de manière chronologique du bas vers le haut de la figure (inspiré de Moyen et al., 2010). ..... 109
- Figure 4.11 : Paramètres delta calculés des roches intrusives différenciées du NEPS mettant en évidence le degré d'enrichissement ainsi que le niveau de profondeur de la roche source fondue (inspiré de Moyen et al., 2010). ..... 111
- Figure 4.12 : Diagramme  $K_2O/Na_2O$  versus  $\text{Log.}(Eu_N/Eu^*)$  appliqué aux roches intrusives différenciées du NEPS. L'anomalie en europium et plus précisément le  $Eu^*$  a été calculé à l'aide de la formule suivante  $Eu^* = \sqrt{Sm_N \cdot Gd_N}$ . ..... 113
- Figure 4.13 : Modèle de fusion partielle appliquée aux roches intrusives du NEPS ; a) Diagramme Y vs Sr/Y ; b) Diagramme Ba vs Sr ; c) Interprétation synthétique des modèles de fusion partielle appliqués au NEPS. .... 119
- Figure 4.14 : Représentation cartographique de l'interpolation spatiale par krigeage combinant le delta Sr ( $\Delta Sr$ ), le logarithme de l'anomalie en europium ( $\text{log.}Eu_N/Eu^*$ ) ainsi que de l'yttrium (Y). Les points noirs correspondent aux composantes sanukitoïdes extraites afin d'effectuer l'interpolation spatiale par krigeage. .... 122
- Figure 4.15 : Représentation cartographique de l'interpolation par krigeage combinant le logarithme de l'anomalie en europium ( $\text{log.}Eu_N/Eu^*$ ), du delta Sr ( $\Delta Sr$ ) et du rapport K/Na. Les points noirs correspondent aux composantes sanukitoïdes extraites du traitement afin d'effectuer l'interpolation spatiale par krigeage. .... 124

Figure 4.16 : Modèle schématique conceptuel de l'évolution magmatique du NEPS le long du transect A'-B' (Figure 4.1). .....	126
Figure 4.17 : État d'oxydation magmatique des suites plutoniques du NEPS ; a) Diagramme $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ vs. $\text{Rb}/\text{Sr}$ (Blevin <i>et al.</i> , 1992) ; b) État d'oxydation magmatiques des suites plutoniques du NEPS. ....	128
Figure 4.18 : Histogramme présentant les résultats de l'évolution du rapport d'oxydoréduction ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ) en fonction du type de suites du NEPS et du degré de différenciation. ....	130
Figure 4.19 : Représentation cartographique de l'interpolation par krigeage combinant le logarithme du rapport $\text{K}/\text{Na}$ , de l'état d'oxydation et du delta Sr ( $\Delta\text{Sr}$ ). Les points noirs correspondent aux composantes sanukitoïdes extraites afin d'effectuer l'interpolation spatiale par krigeage. ....	132
Figure 4.20 : Représentation graphique exprimant la moyenne géométrique des concentrations métallifères et de la stratification en éléments métalliques au sein d'une croûte continentale en fonction du type de suite étudiée (gneiss gris, assemblages complexes de base de croûte fondue, plutons supracrustaux ; $\text{SiO}_2 \geq 52\%$ ). ....	136
Figure 4.21 : Représentation graphique exprimant la moyenne géométrique des concentrations métallifères et de la stratification des éléments métalliques au sein d'une croûte continentale en fonction du type de suite étudiée (gneis gris, assemblages complexes de base de croûte fondue, plutons supracrustaux ; $\text{SiO}_2 \geq 65\%$ ). ....	141

## LISTE DES TABLES

Table 4.1 : Composantes principales obtenues après l'analyse effectuée sur les oxydes de 1260 données d'intrusifs du NEPS ( $\text{SiO}_2 \geq 52\%$ ). .....	91
Table 4.2 : 1) Composantes principales obtenues après l'analyse effectuée sur les oxydes de 1260 données d'intrusifs du NEPS ( $\text{SiO}_2 \geq 52\%$ ); 2) Les données ont été log-centrées afin de travailler sur des distributions géochimiques normales. ....	93
Table 4.3 : Composantes utilisées dans le calcul des paramètres $\Delta$ . Les composantes a et b ont été déterminées de manière empirique à l'aide des diagrammes de Harker utilisés sur les roches intrusives différenciées du NEPS.....	105
Table 4.4 : 1) Coefficients de partage utilisés afin d'effectuer les tests de modélisations (Bédard, 2006). 2) Amph : Amphibole ; Cpx : Clinopyroxène ; Fe-Ti-Ox : Fer-Titane-Oxyde ; Grenat : Grenat ; Ilm : Ilménite ; Opx : Orthopyroxène ; Pg : Plagioclase ; Rt : Rutile ; Ol : Olivine ; Qz : Quartz ; Bt : Biotite ; Magn : Magnétite ; Titan : Titanite ; Zircon : Zircon ; Épidote : Épidote ; Allanite : Allanite ; Apatite : Apatite. ....	115
Table 4.5 : Compositions géochimiques des roches sources testées dans le cadre de la modélisation de fusion partielle (extrait de Martin et al., 2010; Moyen et Martin, 2012). ....	116
Table 4.6 : 1) Modèles testés dans le cadre des travaux de modélisation de fusion partielle effectués sur les données de roches intrusives différenciées du NEPS (inspiré d'après Moyen, 2011) ; 2) Amph : Amphibole ; Cpx : Clinopyroxène ; Grenat : Grenat ; Ilm : Ilménite ; Opx : Orthopyroxène ; Pg : Plagioclase ; Rt : Rutile ; Ol : Olivine ; Qz : Quartz ; Bt : Biotite ; Magn : Magnétite ; Titan : Titanite ; Zircon : Zircon ; Épidote : Épidote ; Allanite : Allanite ; Apatite : Apatite. ....	117

Table 4. 7 : 1) Évolution du rapport rédox en fonction des différents types de roches intrusives du NEPS (filtre $\text{SiO}_2 \geq 52\%$ et $\text{SiO}_2 \geq 65\%$ ); 2) ACBCF = Assemblages Complexes de Base de Croûte Fondue; 3) Les résultats montrent clairement que la croûte profonde est réduite alors que la croûte superficielle est plus oxydée. ....	129
Table 4.8 : Table des résultats de l'étude des concentrations métalliques (en ppm sauf Au exprimé en ppb) des suites magmatiques de gneiss gris du NEPS ( $\text{SiO}_2 \geq 52\%$ ). ....	133
Table 4.9 : Table des résultats de l'étude des concentrations métalliques (en ppm sauf Au exprimé en ppb) des assemblages complexes de base de croûte fondue (ACBCF) du NEPS ( $\text{SiO}_2 \geq 52\%$ ). ....	134
Table 4.10 : Table des résultats de l'étude des concentrations métalliques (en ppm sauf Au exprimé en ppb) des plutons supracrustaux du NEPS ( $\text{SiO}_2 \geq 52\%$ ). ....	135
Table 4.11 : Table des résultats de l'étude des concentrations métalliques (en ppm) des assemblages complexes de base de croûte fondue (ACBCF) du NEPS après correction de l'effet de la différenciation ( $\text{SiO}_2 \geq 65\%$ ). ....	138
Table 4.12 : Table des résultats de l'étude des concentrations métalliques (en ppm) des suites magmatiques de gneiss gris du NEPS après avoir corrigé l'effet de la différenciation ( $\text{SiO}_2 \geq 65\%$ ). ....	139
Table 4.13 : Table des résultats de l'étude des concentrations métalliques (en ppm) des plutons supracrustaux du NEPS après avoir corrigé l'effet de la différenciation ( $\text{SiO}_2 \geq 65\%$ ). ....	140



## LISTE DES ABRÉVIATIONS

**ACP** : Analyse en composante principale

**ACBCF** : Assemblages complexes de base de croûte fondue

**C<sub>0</sub>** : Composition initiale

**fO<sub>2</sub>** : Fugacité en oxygène

**GCDKit** : Geochemical Data Toolkit

**GGM** : Granodiorite-Granite-Monzogranite

**HF** : Acide fluorhydrique

**HFSE** : High field strength elements (Zr, Nb, Hf, Ta, [Ti, U, Th])

**HREE** : Heavy rare earth elements (Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu plus Y)

**LILE** : Large Ion lithophile elements (K, Rb, Sr, Cs, Ba, [Li, Na, Be, Mg, Pb, Eu<sup>2+</sup>])

**LOI** : « Loss on ignition » ou perte au feu

**LREE** : Light rare earth elements (La, Ce, Pr, Nd, Sm)

**NEPS** : Nord-Est de la Province du Supérieur

**NTT** : Anomalie en Nb-Ta et Ti

**PC (PC1, PC2, PC3,...)** : = « *principal component* » (= composante principale 1, 2, 3, ...)

**REE** : Rare earth elements (Terre rare; LREE,HREE,Y,Sc, [Th, U])

**SMV** : Sulphure massif volcanogène

**T<sub>DM</sub>** : Âge modèle du Néodyme

**TTG** : Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite

**TAS** : Total Alkali Silica (diagramme)

**UHO, HO, MHO, CO** : « *Ultra-Hot Orogen* » (orogène très chaud), “*Hot Orogen*” (orogène chaud); “*Mixed-Hot Orogen*” (orogène moyennement chaud); “*Cold Orogen*” (orogène froid)

## RÉSUMÉ

Le comportement géodynamique de la plupart des domaines géologiques constitués de croûte continentale archéenne est actuellement source de débat. Interprétés comme une accréation latérale d'arcs magmatiques par certains, ces domaines magmatiques sont interprétés comme des produits de fusion par délamination crustale à l'aplomb de larges panaches mantelliques pour d'autres. Cependant dans le NEPS, la réinterprétation géochimique des suites plutoniques différenciées remet en question ces différents modèles.

Le NEPS est composé d'une variété d'intrusifs de type TTG, gneiss gris, migmatites, granulites et granites. En utilisant la base de données géochimiques pré-existante du NEPS compilée par le MERN, différents types de roche ont été identifiées permettant ainsi de proposer un modèle d'accréation et de différenciation crustale par : 1) la formation d'une croûte sodique de type TTG avant 2,74 Ga, générée par la fusion partielle d'un précurseur mafique ; et 2) la fusion et la ségrégation magmatique intracrustale (après 2,74 Ga), induisant la formation de migmatites, de gneiss appauvris en liquides magmatiques et de granites potassiques tardifs. Ces derniers suivent généralement des discontinuités régionales majeures. La cartographie de paramètres géochimiques traçant des processus magmatiques d'échelle crustale clés ( $\text{Log Eu}_N/\text{Eu}^*$ , Y,  $\Delta\text{Sr}$ , K/Na,  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ) fait ressortir à l'échelle régionale différents domaines crustaux à l'intérieur de régions composées de croûte fondue enrichie ou appauvrie en liquide magmatique, ou de gneiss tonalitiques produits par fusion à haute ou basse pression. Le NEPS s'est donc formé par une accréation initiale d'une croûte sodique suivie par un remaniement provoquant la mise en place de granites potassiques tardifs. Cette chronologie relative induit la formation des premiers noyaux cratoniques stables durant l'Archéen. De plus, la fusion partielle à l'échelle crustale est souvent observée dans de nombreuses croûtes modernes post-orogéniques



et dans la plupart des croûtes archéennes. Ce processus de ségrégation magmatique s'opère principalement au niveau de la croûte supérieure avec un front de fusion se situant probablement entre 5 et 10 km de profondeur, entraînant des mouvements de produits magmatiques à l'échelle de la croûte. Le magma s'extrait ainsi depuis les parties profondes fondues, migre et se met finalement en place dans les parties crustales superficielles sous formes de plutons supracrustaux. Parallèlement, les niveaux partiellement fondus peuvent être exhumés sous forme de dôme remontant au même niveau structural que des portions de croûte supérieure. Ces processus induisent une différenciation et une séparation géochimique crustale en différents niveaux : 1) un niveau de croûte moyenne partiellement fondue souligné par un gain ou une perte de produits (= liquides) de fusions dans différents domaines; 2) une croûte inférieure restitique typique (= perte de liquide et accumulation de phases magmatiques solides).

Ces différents processus magmatiques ainsi que cette stratification crustale à l'échelle du NEPS semblent avoir influé sur la distribution à l'échelle crustale des métaux et de l'état d'oxydation magmatique. Enfin, ces domaines apparaissent corrélés à des indices économiques (Ni, Au, Cu, Mo et U) connus dans la région. Ainsi notre étude fait ressortir la notion de continuum géochimique et donc géologique hors du débat horizontalisme-verticalisme.

**MOTS-CLÉS:** Archéen ; NEPS ; géochimie ; TTG ; différenciation crustale ; fusion partielle intracontinentale.

## CHAPITRE I

### INTRODUCTION GÉNÉRALE

*Ce chapitre présente la problématique générale ainsi que les principaux objectifs et la méthodologie utilisée dans le cadre de ce projet de maîtrise.*

### 1.1. Introduction et problématique générale

Cette recherche porte sur la réinterprétation des analyses géochimiques d'échantillons de roches intrusives différenciées du Nord-Est de la Province du Supérieur (NEPS), Québec, Canada, obtenus à partir du programme de cartographie Grand-Nord (1997-2003). 6101 échantillons de lithologies variées (ultramafiques à felsiques) ont pu ainsi être traités au cours de ce vaste programme de cartographie.

La caractérisation géologique des roches intrusives différenciées au sein des cratons archéens a souvent été délaissée en faveur d'une meilleure compréhension des complexes volcano-sédimentaires (ceintures de roches vertes ou « greenstone belts ») principalement pour leur intérêt économique (Moyen et Martin, 2012). Cependant, la multiplication de l'exploration, des découvertes et de l'exploitation des gisements basses teneurs/fort tonnage de type porphyrique (*e.g.*, Canadian Malartic, Helt *et al.*, 2014 ; Troilus, Fraser, 1993) ou associés à des systèmes magmatiques en contexte archéen a mis en évidence le manque de compréhension des processus de mise en place des lithologies plutoniques archéennes et de leur lien spatial avec des minéralisations économiques. L'intérêt grandissant vis-à-vis de ces environnements plutoniques complexes a permis de mettre en lumière les premiers processus magmatiques de différenciation de la croûte continentale archéenne ainsi que la complexe relation spatiale à l'intérieur de ces mêmes cratons entre les roches plutoniques d'une part, et les minéralisations magmatique-hydrothermales d'autre part.

### 1.2. Objectifs

L'objectif général de cette étude est d'améliorer la compréhension et la caractérisation des processus magmatiques impliqués dans l'évolution de la croûte continentale néoarchéenne du NEPS à l'aide des données géochimiques mises à

disposition par le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (MÉRN).

Les objectifs spécifiques de cette étude sont :

- 1) Comprendre le rôle des granitoïdes comme marqueurs de l'évolution crustale archéenne du NEPS afin de comprendre les processus de différenciation magmatique de la croûte continentale archéenne ainsi que les implications géodynamiques qui peuvent en découler.
- 2) Déterminer la possibilité de tracer à l'échelle régionale du NEPS et au cours du temps les processus de concentration des métaux d'origine magmatique durant l'Archéen. Existe-t-il un stock métal archéen ? Et si oui, était-il différent de la période phanérozoïque ? Quel est l'effet de la différenciation sur les concentrations métalliques ? Existe-t-il un lien entre la concentration de métaux de ces suites, leur état d'oxydation, leur âge et leur distribution spatiale ?

Afin de répondre à ces questions complexes, une méthodologie scientifique rigoureuse de traitement de la base de données a dû être définie et appliquée pour caractériser géochimiquement les suites plutoniques différenciées du NEPS.

### 1.3. Méthodologie

L'objectif de cette sous-partie est de décrire la méthodologie adoptée dans le traitement de la base de données, afin de caractériser l'évolution magmatique du Nord-Est de la Province du Supérieur au Néoarchéen. Ce volet méthodologique vise également à présenter plus largement les notions indispensables à la réalisation d'un traitement de base de données géochimiques efficace et de qualité.

#### 1.3.1. Travaux de compilation de données analytiques effectués par le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec

6 101 échantillons ont été compilés et analysés par le MÉRN au cours du programme de cartographie Grand-Nord (1998-2003) sur l'ensemble du territoire du Nord-Est de la Province du Supérieur. De nouvelles analyses de roches totales (pour les oxydes, les éléments traces,  $C_{tot}$ ,  $S_{tot}$ , Bi, Sn, W) et des données de FeO ont également été obtenues, par le MÉRN, à partir de la réanalyse d'échantillons historiques par ICP-MS et titration respectivement. Les différents échantillons ont été analysés au sein du laboratoire d'analyse géochimiques Acmelabs situé à Vancouver. Les données ont d'abord été compilées pour accéder à la fertilité et au potentiel minéral des roches plutoniques différenciées du NEPS.

Dans le cadre de cette étude, les nouvelles analyses ICP-MS ainsi que les analyses en FeO obtenues ont été traitées et réévaluées (*i.e.*, calcul du rapport  $Fe_2O_3/FeO$ , alcalinité, différenciation,...). Ce nouveau traitement géochimique appliqué aux données géochimiques du MÉRN a permis d'accéder au potentiel d'oxydoréduction des suites plutoniques différenciées du NEPS (*i.e.*, série à magnétite vs série à ilménite ; Ishihara, 1977, 1981, 1998). Toutefois, la réévaluation géochimique des données préalablement analysées par le MÉRN a également permis de caractériser les processus magmatiques impliqués dans la croissance crustale tardi-archéenne du NEPS. Au cours de cette étude, un intérêt particulier s'est porté sur la construction



des stocks métaux archéens à partir du traitement de la base de données géochimiques du NEPS.

#### 1.3.1.1. Filtrage de la base de données

La première phase de traitement a consisté à extraire les échantillons de roches intrusives intermédiaires à felsiques (code lithologique du MÉRN I1 et I2) de la base de données source. Un premier filtre à  $\text{SiO}_2 > 52\%$  a été fixé permettant ainsi d'extraire 1600 données de roches intrusives différenciées. Environ 350 données n'ont pas pu être exploitées en raison de l'incomplétude des analyses effectuées (*e.g.*, principalement les anciennes données sans analyse en éléments traces). 1260 analyses de roches plutoniques différenciées (I1 et I2) du NEPS ont donc été traitées au cours de cette étude. A l'aide des logiciels de géoréférencement (ArcGIS 10.0), une association spatiale a été possible entre les métadonnées de terrain (commentaires de terrain, géofiches, minéralogie, isotope du néodyme,...) d'un côté et les analyses géochimiques des roches plutoniques différenciés du NEPS de l'autre. Le projet ArcGIS initial concernant les données du NEPS était composé de couches de « shapefiles » superposées. Des jonctions spatiales et des jonctions de tables ont été réalisées sous ArcGIS et Access afin de créer une base de données comprenant les analyses géochimiques des échantillons du NEPS et les commentaires qualitatifs des géologues de terrain sur chaque échantillon. Une jointure spatiale a également permis d'obtenir la relation entre suite plutonique et échantillon. Les données altérées (déterminées à l'aide du diagramme de Hughes (1973), du diagramme Box plot de Large *et al.*, (2001), la perte au feu (LOI pour « Loss on ignition » et LOI réelle) n'ont pas été supprimées. L'interprétation des résultats s'est faite à partir de l'étude des tendances géochimiques générales (« trends ») et non en prenant en compte du positionnement d'échantillons isolés sur les diagrammes. Dans l'ensemble, toutes les

suites ont été traitées géochimiquement et les résultats sont présentés dans la *section 4.1.1.* de ce manuscrit.

Le diagramme de type altération Box Plot de Large *et al.*, (2001) a été construit pour des roches volcaniques et des minéralisations de type SMV (Sulfures Massifs Volcanogènes). Or, l'altération des gisements de type SMV est généralement toujours plus marquée que dans les environnements plutoniques au sens large. Les pôles sodiques et potassiques sont opposés; si une superposition des deux altérations est présente, on obtient une composante intermédiaire qui peut être considérée comme fraîche. Il n'existe actuellement pas de traitement permettant de traiter l'altération des intrusifs alcalins par précurseur modélisé (Consorem, 2008). De ce fait, et afin de tester l'altération, les commentaires de terrain des géologues du MÉRN, quand il y en a, ont été de bons indicateurs de l'état d'altération de la roche échantillonnée. L'analyse de la perte au feu (LOI et LOI réelle) est également un bon indicateur du contenu en éléments volatils de l'échantillon et donc de son altération. La perte au feu correspond à la masse en % perdue par l'échantillon lorsque l'on chauffe ce dernier à une température de 1000 °C (Best, 2003 ; Trépanier, 2011). Cependant cette perte de masse s'accompagne également d'un gain de masse par phénomène d'oxydation du FeO en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Piché et Jébrak, 2004). La formule suivante permet de calculer une perte au feu réelle prenant en compte à la fois les pertes et les gains de masse associés à l'analyse.

$$\text{LOI}_{\text{réel}} (\text{en } \%) = \text{LOI}_{\text{analysé}} (\text{en } \%) - 0,111348 * \text{FeO}_{\text{réel}} (\text{en } \%)$$

D'un point de vue géochimique, les codes de classification lithologique de terrain du MÉRN ont été privilégiés dans cette étude car les compositions géochimiques des tonalites, par exemple, tendent vers des compositions granodioritiques lorsque l'on utilise le diagramme R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub> (De La Roche *et al.*, 1980). Cette projection prend en compte les axes des minéraux normatifs et est donc une excellente projection.



Cependant, elle utilise les millications ( $R_1$  vs  $R_2$  avec  $R_1 = 4 \text{ Si} - 11 (\text{Na} + \text{K}) - 2 (\text{Fe} + \text{Ti})$  et  $R_2 = 6 \text{ Ca} + 2 \text{ Mg} + \text{Al}$ ) et prend donc en compte les enrichissements ou les pertes en éléments liés à l'altération. Le principal problème de cette projection ( $R_1$ - $R_2$ ) vient surtout du fait que les composantes tonalitiques des systèmes magmatiques complexes de type TTG transgressent les limites du champ voisin des granodiorites. Cette transgression des limites montre bien que la nature ne semble donc pas toujours respecter les classifications surtout quand elles n'ont pas été construites pour être appliquées à des roches archéennes.

#### 1.3.1.2. Logiciels de traitement de données utilisés

La caractérisation géochimique des lignées granitiques différenciées du NEPS a été possible à l'aide des logiciels de traitements de données géochimiques GCDKit (Janoušek *et al.*, 2006) et Lithomodeleur (Consorem, 2008). Les logiciels STATISTICA (Statsoft, version 10.0) et GCDKit ont également été utilisés afin de réaliser l'analyse en composante principale (ACP) présentée en *section 4.1.1.* de ce mémoire et pour tous les traitements statistiques effectués au cours de cette étude. Les logiciels Excel et Access ont été utilisés afin de réaliser des jonctions de bases de données ainsi que pour le traitement des modèles de fusions partielles effectués.

#### 1.3.2. L'effet pervers de la diagrammatique : notion de projection en géochimie

Le développement de logiciels de traitements géochimiques de plus en plus perfectionnés permet de traiter des bases de données géochimiques complexes sans toutefois prendre tout le recul nécessaire à la compréhension des fondements du traitement de ces mêmes données. De nombreuses analyses géochimiques sont présentées dans des diagrammes définis dans des contextes géologiques parfois très différents. L'exemple le plus concret correspond à l'utilisation des diagrammes géodynamiques discriminants de Pearce *et al.* (1984), appliqués sur des analyses

géochimiques archéennes. Or, ces diagrammes n'ont pas été définis en prenant en considération les caractéristiques propres à la géodynamique archéenne. Ils supposent que les types de sites tectoniques archéens sont connus, ce qui reste encore à démontrer (Moyen, 2014). La multiplication des outils de traitements de données s'accompagne donc d'une diminution de l'analyse critique face à l'utilisation systématique des diagrammes géochimiques discriminants.

Ainsi, il convient de rappeler la notion de « projection géochimique » dans le traitement de base de données. Si l'on considère par exemple une base de  $n$  variables, le problème géologique posé peut-être représenté dans un espace vectorielle en  $n$  dimensions c'est-à-dire une par élément analysé. Le véritable défi consiste donc à projeter  $n$  dimensions en 2 c'est-à-dire sur une feuille de papier. Comme il est difficile de visualiser et comprendre un espace géochimique en  $n$  dimensions, on peut par analogie se poser la question de la projection d'un espace à 3D sur un plan en 2D. Il s'avère que cela représente tout de même une simplification du problème posé. Ces  $n$  variables de la base de données se répartissent donc sous la forme de vecteurs au sein de cet espace en  $n$  dimensions (X, Y, Z). Toute la complexité du traitement d'une base de données réside dans la nécessité de définir une projection (ou diagramme) parallèle à la projection des vecteurs dans l'espace en 3D résumant ainsi le problème géologique posé et le comportement géochimique des analyses étudiées. L'analyse statistique multivariée permet de résumer, en définissant de nouvelles variables et dans une projection à deux dimensions, un problème qui se projette en réalité dans un espace en  $n$  dimensions (Rollinson, 1993). Les nouvelles variables sont simplement un moyen plus commode d'exprimer les mêmes résultats et fournissent une meilleure façon d'observer les données (Rollison, 1993).

### 1.3.3. Analyse en composante principale (ACP)

L'utilisation abusive de la diagrammatique et la prise de conscience de la notion de représentativité géochimique a conduit à la réalisation d'une analyse en composantes principales, au cours de cette étude, afin de faire ressortir de nouvelles projections géochimiques qui permettent de mieux comprendre les caractéristiques géochimiques des intrusifs différenciés du NEPS. L'analyse en composantes principales (ou ACP) est une méthode utilisée en statistique descriptive multidimensionnelle qui permet de traiter et d'analyser l'inter-relation entre les variables de la base de données géochimique étudiée (Reimann *et al.*, 2002). Cette technique est régulièrement utilisée en exploration minérale afin de visualiser en deux dimensions la véritable complexité de la base de données géochimique traitée dans le cadre d'étude géochimique d'échelle régionale (Reimann *et al.*, 2002 ; Filzmoser *et al.*, 2005 ; Templ *et al.*, 2008).

L'analyse statistique multivariée a été réalisée en trois étapes successives (résultats présentés en *section 4.1.1.*) sur les données géochimiques du NEPS à l'aide des logiciels Statistica et GCDKit. Premièrement, une analyse statistique monovariée a permis de tester la distribution normale des variables étudiées. Une transformation log a permis de corriger les variables présentant un comportement log-normale. Une seconde analyse, dite bivariée, a permis de définir la matrice de corrélations entre les différentes variables de la base de données. Elle a également permis d'isoler les valeurs aberrantes (ou « outliers »). Finalement, une analyse multivariée a été effectuée afin de comprendre quelles caractéristiques géologiques principales contrôlaient la distribution géochimique de la base de données. Cette dernière étape permet de faire ressortir de nouveaux facteurs (ou composantes principales, ou variables virtuelles) résumant le problème géologique posé. Les fondements théoriques de la statistique permettent donc de mieux comprendre ce que représente un véritable travail de traitement géochimique. Cette approche a été utilisée afin de



définir la meilleure projection géochimique possible permettant de résumer au mieux la complexité géologique des suites plutoniques différenciées du Nord-Est de la Province du Supérieur.

#### 1.3.4. Krigeage

Le krigeage (ou interpolation spatiale) est une technique des géostatistiques qui permet de faire des interpolations spatiales faisant ressortir des tendances à l'échelle régionale. D'un point de vue théorique et de manière très simpliste, cette technique permet donc d'étudier des variables à l'échelle régionale tout en diminuant l'impact de la variance. Cette méthode a été testée dans le cadre de cette étude afin de mieux comprendre la répartition à l'échelle du NEPS de caractéristiques géochimiques particulières et traçables.

Ainsi une interpolation géochimique spatiale (à l'aide de la technique géostatistique du krigeage) sur différents paramètres géochimiques a été réalisée sur une base de données (essentiellement constituée d'échantillons de gneiss gris et de granites) ne comprenant plus que 1064 échantillons. En ce qui concerne le krigeage, un variogramme sphérique classique a été utilisé avec trois composantes (effet pépite, sphérique et linéaire) dans le traitement de la base de données. Le choix du variogramme s'est opéré à partir de celui qui permettait l'interprétation d'un maximum de données. Le même protocole a été appliqué pour tous les traitements présentés et a permis la représentation cartographique de différents paramètres géochimiques combinés (fusion de raster). L'utilisation d'une composition RGB coloré a permis par la suite de bien représenter cartographiquement les différents paramètres géochimiques étudiés ainsi que des rasters nouvellement créés. La répartition spatiale de l'états d'oxydation magmatique ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ) a également été analysés dans le cadre de cette étude.

### 1.3.5. Principes de modélisation de fusion partielle

Au cours de cette étude, des travaux de modélisation géochimique ont été réalisés (résultats présentés en *section 4.1.1.*) afin de tracer la source des roches intrusives différenciées du NEPS. Seuls les échantillons qui ont montré une affinité magmatique claire ont été utilisés au cours de ce traitement. À l'aide d'un raisonnement itératif, il a été possible de modéliser la source du produit de fusion magmatique, son degré de fractionnement ainsi que le résidu de fusion partielle obtenu. Dans ce type d'approche, la première étape consiste à définir la roche source à modéliser ( $Co$  = composition initiale). Dans ce type d'approche par modélisation de fusion partielle, les roches sont modélisées comme des compositions liquides. La  $Co$  qui correspond à une source potentielle (généralement un basalte archéen) est définie à partir de considérations géologiques variées. Dans le cadre de cette étude, lorsqu'une composition de tonalite a été suggérée comme source potentielle, ce sont les échantillons qui ne présentaient pas d'anomalies en Europium ( $Eu/Gd = 0,3$  et  $K_2O = 2$  ou  $Eu^* < 1$ ) qui ont été privilégiés pour les traitements de modélisations géochimiques de fusion partielle. À l'échelle microscopique, la fusion partielle de lithologies existantes provoque la formation de petites poches magmatiques leucocrates qui après connexion forment un réseau de dykes de composition granitique (Vanderhaeghe, 2009). Ce drainage de liquide magmatique de composition granitique provoque la mise en place par extraction progressive des masses plutoniques granitiques de grandes échelles observables au niveau de la croûte supérieure (Vanderhaeghe, 2009). Ainsi, un spectre de REE (*Rare Earth Element*) de granite aura généralement une composition de liquide avec une anomalie généralement négative en Eu s'il y a du plagioclase dans le résidu. Lors de son extraction progressive par fusion partielle, le leucosome de composition granitique sera généralement appauvri en Eu. En effet, l'Europium a tendance à s'incorporer dans le plagioclase qui après fusion partielle précipite dans les parties restitiques de la

chambre magmatique. En revanche, les tonalites peuvent présenter une anomalie Eu plus hétérogène suggérant l'accumulation possible de restite dans le fond de la chambre magmatique (*i.e.*, des tonalites ayant un spectre de REE avec une anomalie positive en Eu).

Cette approche par modélisation est utilisée pour comprendre ce qu'il se produit si un type particulier de roche (roche source) est fondue à une pression et une température donnée. La modélisation géochimique est une méthode qui vise donc à vérifier une hypothèse préalablement établie (par exemple, est-ce qu'un granite spécifique correspond au produit de fusion d'un basalte hydraté archéen enrichi?). Cette technique ne peut donc pas être utilisée dans le cadre de questions générales ouvertes. Cette approche part du principe fondamental qu'un magma est considéré comme un système fermé. En partant d'une composition initiale  $C_0$ , après un certain degré de fractionnement ( $F$ ), le système se compose d'une partie liquide  $Cl(F)$  et d'une partie solide  $Cs(1 - F)$ . Chaque élément géochimique présente un coefficient de partition  $D$  entre la partie solide et la partie liquide d'un magma et peut ainsi être défini selon l'équation suivante :

$$D = Cs/Cl \quad (d'où \quad Cs = D.Cl)$$

La composition initiale peut ainsi être déterminée selon l'équation suivante :

$$\begin{aligned} C_0 &= Cl F + Cs (1 - F) \\ &= Cl F + D (1 - F) Cl \end{aligned}$$

Donc la composition du liquide selon l'équation de Shaw (1970) correspond à :

$$Cl = C_0/F + D (1 - F)$$

Avec :  $D = \sum x_i Kd_i$  (les coefficients de partages  $Kd$  utilisés dans le cadre de cette étude sont tirés de l'article de Bédard, 2006 ; table 4).

Cette méthode permet d'effectuer des tests de modélisations appliquées aux suites plutoniques et de mieux connaître les conditions de pression et de température de mise en place de ces mêmes suites ainsi que leur source potentielle. Deux types de roches sources ont été utilisées pour la modélisation de fusion partielle : 1) la première correspond à un basalte archéen enrichi moyenné sur environ 882 données géochimiques (Ar-Basalt ; Martin *et al.*, 2014). Ce dernier est considéré comme la source potentielle la plus probable pour la formation des TTG archéennes (Martin *et al.*, 2014) ; 2) la deuxième source testée correspond à une composition géochimique de tonalite (Moyen et Martin, 2012) et a été testée comme source potentielle des unités supracrustales granitiques du NEPS.

Au cours de son évolution, un magma granitique coexiste avec un résidu solide composé essentiellement de plagioclase calcique et de minéraux mafiques tels que la cordiérite, le grenat et le pyroxène (Moyen *et al.*, 2010). Sachant que ce résidu solide est également une fonction de la pression et de la température c'est en définissant ce résidu par modélisation qu'il est possible de déduire à l'aide de l'équation de Shaw (1970) la source et la profondeur de fusion des roches intrusives du NEPS étudiés (Moyen *et al.*, 2010). Comme le souligne la figure ci-après (Figure 1.1), le grenat est globalement stable à des pressions supérieures à 6-15 kbar et est donc un bon indicateur des conditions de pressions et de température au moment du processus de fusion partielle. Cependant, une concentration en  $Al_2O_3$  de la roche source élevée peut avoir un effet sur la quantité de grenat cristallisée contrairement à une roche source appauvri en Aluminium (Stevens *et al.*, 1997 ; Moyen *et al.*, 2006).

Ainsi un basalte archéen fusionnant à haute profondeur donnera dans de nombreux cas un liquide magmatique de composition tonalitique avec un résidu à grenat, clinopyroxène et rutil. Le plagioclase n'est pas présent car il disparaît complètement à haute profondeur de fusion. A plus faible profondeur, le résidu solide, produit de la

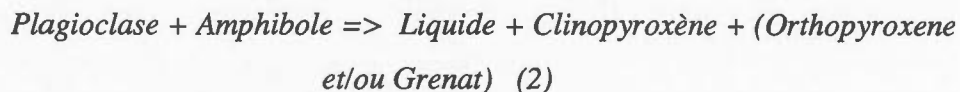
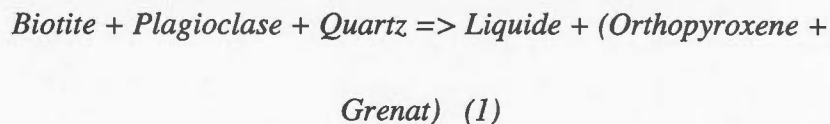




L'analyse géochimique granitique se fait par l'analyse des « trends » (ou tendances) au sein des diagrammes géochimiques étudiés. Dans le cadre du traitement d'une base de données, l'étude de ces tendances est plus efficace afin de tracer des sources que le simple fait de prendre un échantillon unique et d'analyser sa localisation dans un diagramme particulier préalablement prédéfini. Ces tendances sont le reflet direct de la nature de la source et de la profondeur de fusion des granitoïdes archéens étudiés (Moyen *et al.*, 2010). Tout l'art de la géochimie réside dans l'interprétation de ces tendances géochimiques afin d'obtenir des informations concernant la source des roches intrusives ainsi que leur profondeur de fusion.

Dans le cadre de cette étude, l'objectif a essentiellement été de modéliser le plagioclase et le grenat. En ce qui concerne les éléments traces, les coefficients de partitions de l'Y et du Sr sont essentiellement contrôlés par le grenat et le plagioclase (plus grand ordre de grandeur pour les Kd que les autres éléments traces).

Il existe deux réactions de fusions principales en contexte archéen qui permettent de modéliser et d'expliquer le processus de fusion partielle. Il s'agit de la réaction de fusion de la biotite<sup>(1)</sup> et de l'amphibole<sup>(2)</sup> (Rapp *et al.*, 1991 ; Rapp & Watson, 1995 ; Moyen & Stevens, 2006) :



Les diagrammes géochimiques utilisant les éléments géochimiques tels que le Sr, le Na, l'Al et l'Eu donneront des indications concernant la stabilité ou l'instabilité du plagioclase (Moyen *et al.*, 2010). En revanche, les diagrammes utilisant les HREE ou l'Y souligneront la présence ou l'absence de grenat (Moyen *et al.*, 2010). L'analyse

du comportement de ces deux minéraux est un bon indicateur de la profondeur de fusion de la source. En ce qui concerne le degré d'enrichissement de la source, des diagrammes géochimiques utilisant des éléments incompatibles tels que les LILE, le  $K_2O$ , les LREE, le Th, le Zr et le Nb seront privilégiés (Moyen *et al.*, 2010). A partir des diagrammes de Harker, il est possible de calculer de manière empirique les  $\Delta X$  pour certains éléments cités précédemment en fonction du contenu en  $SiO_2$ . L'intérêt du travail sur les paramètres  $\Delta$  effectué dans le cadre de cette étude a été de tracer les marqueurs géochimiques qui permettent de faire ressortir les conditions de pression de fusion partielle ainsi que le degré d'enrichissement des roches magmatiques sources fondues. La formule suivant permet de calculer les deltas à partir de la droite de régression des diagrammes de Harker :

$$\Delta X = X - (a SiO_2 + b)$$

$$\text{Avec : } X = a SiO_2 + b$$

L'utilisation de diagrammes géochimiques de type  $\Delta A$  vs  $\Delta B$  (ou A est un élément géochimique contrôlé par la pression (Sr, Y, HREE) et B un élément contrôlé par l'enrichissement (LILE, LREE,  $\Sigma HFSE$ ) s'apparente en réalité à exprimer des diagrammes de types profondeur de fusion *versus* enrichissement de la source (Moyen *et al.*, 2010).

### 1.3.6. État d'oxydation magmatique et construction des stocks métaux durant l'archéen

#### 1.3.6.1. Titration du FeO et recalculs du rapport $Fe_2O_3/FeO$

Dans la plupart des bases de données, le fer est analysé avec les éléments majeurs sous la forme  $Fe_2O_3$  total ( $Fe_2O_{3t}$ ). Cependant le fer se présente dans la nature sous deux formes. Une forme  $FeO$  ( $2^+$ ) réduite et une forme  $Fe_2O_3$  vraie ( $3^+$ ) oxydée.

Environ 1000 échantillons du NEPS ont été envoyés à l'analyse par les géologues du MÉRN au laboratoire d'analyse géochimique Acemelabs de Vancouver afin d'obtenir par méthode de titration les concentrations magmatiques en FeO des roches intrusives différenciées du NEPS. La titration du FeO s'effectue après une digestion à l'HF (acide fluorhydrique) à froid.

Dans le cadre de cette étude et par recalcul à l'aide de la formule ci-dessous, il a été possible de calculer le  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{v}$  ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  réel ou vraie) et par conséquent le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{v}/\text{FeO}$ . Ce dernier permet d'accéder à l'état d'oxydation du magma analysé. Une jonction de table sous Access a permis de joindre ces données nouvellement obtenues par le MÉRN aux analyses géochimiques roches totales des échantillons du NEPS.

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ réel} = \text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} - \text{FeO} \cdot 1,11134$$

#### 1.3.6.2. Traçage des stocks métaux archéens

L'étude de la construction des stocks métaux au sein du NEPS est une autre composante étudiée dans ces travaux. Une croûte fertile sur le plan métallique (Cu, Zn, Au, Ni, Mo, W, U Pb, Ba, Sn) sera plus favorable à des minéralisations économiques. L'intérêt s'est tout d'abord porté sur les teneurs initiales magmatiques de chaque suite plutonique différenciée du NEPS. Dans ce contexte, une suite plutonique correspond à une série de roches plutoniques géochimiquement connectées avec des termes allant de moins différenciés à différenciés. Il ne s'agit cependant pas dans ce cas d'une série de différenciation type série de Bowen à proprement parler car les premiers liquides magmatiques extraits par fusion partielle sont les plus différenciés. Ainsi, une teneur en  $\text{SiO}_2$  (65 %) constante fixée a permis de connaître les concentrations initiales métalliques de ces suites. De manière plus explicite, pour chaque suite la plus grande variabilité géochimique se fait dans le sens



de la différenciation magmatique. Dans le cadre de la base de données du NEPS, la PC1 (première composante principale) correspond à la différenciation. PC2 (composante principale 2) et PC3 (composante principale 3) montrent des différences géochimiques entre les suites. Ainsi, le fait de fixer à 65%  $\text{SiO}_2$  permet de gommer l'effet de la PC1 et de caractériser l'effet de PC2 et PC3. La figure ci-dessous (Figure 1.2) correspond à une synthèse globale de la méthodologie appliquée aux analyses géochimiques du NEPS.

## II. Analyses statistiques multivariées (ACP) IV. Caractérisation de l'état d'oxydation des roches intrusives du NEPS

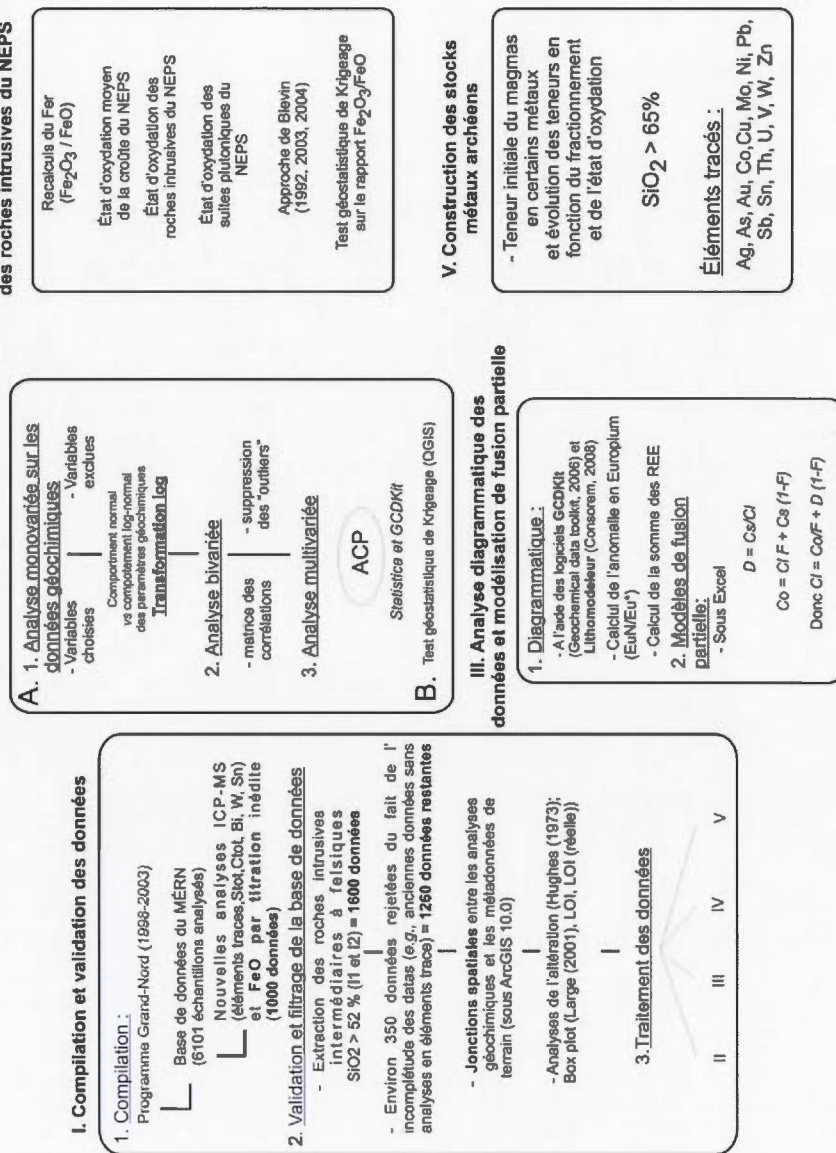


Figure 1.2 : Représentation synthétique des différents traitements effectués sur la base de données du Nord-Est de la Province du Supérieur (NEPS).

Le deuxième chapitre de ce travail posera les bases nécessaires à la compréhension des processus géochimiques, magmatiques et géologiques ayant affectés la Terre durant l'Archéen sous forme d'une étude bibliographique critique. Le troisième chapitre de cette étude portera sur une présentation complète du contexte géologique du Nord-Est de la Province du Supérieur (NEPS). Enfin, les différents résultats obtenus à partir de cette méthodologie détaillée sont présentés dans le quatrième chapitre de ce manuscrit.

## CHAPITRE II

### FORMATION ET ÉVOLUTION DE LA CROÛTE CONTINENTALE À L'ARCHÉEN (4,0 à 2,5 Ga) : IMPLICATIONS SUR LA GÉODYNAMIQUE ARCHÉENNE ET SUR LE LIEN MAGMA-MINÉRALISATION

*L'objectif de ce chapitre est de proposer une synthèse bibliographique actualisée des connaissances géologiques scientifiques de l'Archéen. Construit sous la forme d'une analyse critique des différents processus géologiques impliqués au niveau de la construction de la première croûte continentale sur Terre, ce chapitre posera les bases nécessaires à la compréhension des processus magmatiques ayant affecté le Nord-Est de la Province du Supérieur.*



Des questions scientifiques fondamentales surgissent lorsque l'on s'intéresse de plus près aux caractéristiques géologiques de l'Archéen : quels processus ont été impliqués dans la construction de la première croûte continentale archéenne? Quelles sont les lithologies clés qui témoignent de cette évolution crustale? Est-il possible d'utiliser la géochimie des granitoïdes comme marqueurs de l'évolution de la croûte continentale archéenne? Comment se placent les minéralisations au sein de ces environnements plutoniques archéens? Enfin, comment les caractéristiques géochimiques des roches intrusives archéennes peuvent-elles nous renseigner sur le comportement géodynamique global à l'Archéen? Ces questions persistent toujours dans le débat scientifique actuel sans que des réponses claires ne fasse l'unanimité.

## 2.1. L'Archéen (4,0 Ga – 2,5 Ga)

### 2.1.1. Généralités

L'Archéen (4,0 Ga à 2,5 Ga ; Figure 2.1) correspond de manière générale aux premiers stades d'évolution magmatique de l'histoire géologique de la Terre. Cette période qui s'étale sur environ 1.5 Ga, correspond approximativement au tiers de l'histoire géologique globale de la planète Terre.

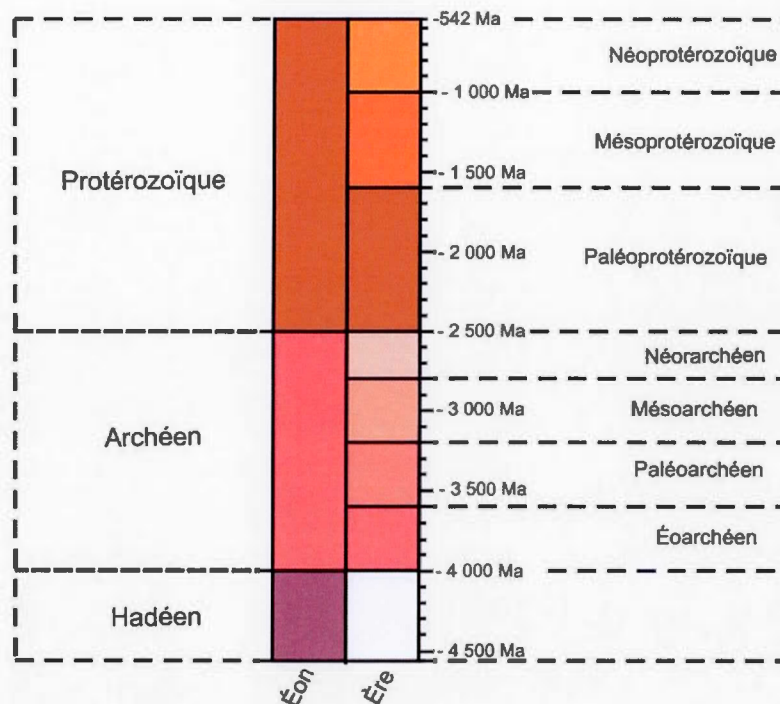


Figure 2.1 : Échelle géochronologique du Précambrien.

Elle marque la formation de la première croûte continentale juvénile extraite du manteau. Les processus d'extraction magmatique à partir du manteau rendent possible la formation des premiers proto-continents à la surface du globe terrestre. Au cours de cette période se forme la première croûte différenciée et ses différentes lithologies associées. Cette extraction continue de magmas s'accompagne d'une variation géochimique magmatique progressive depuis l'Éoararchéen jusqu'au Néoararchéen (Martin *et al.*, 2002). Cette évolution géochimique apparaît comme un marqueur de la transition géodynamique qui s'opère à la fin de l'Archéen et plus précisément à la transition TTG vers calco-alcalin.

A travers le monde, 15% des roches affleurantes sont archéennes et ont été préservées (Condie, 2009 ; Figure 2.2).

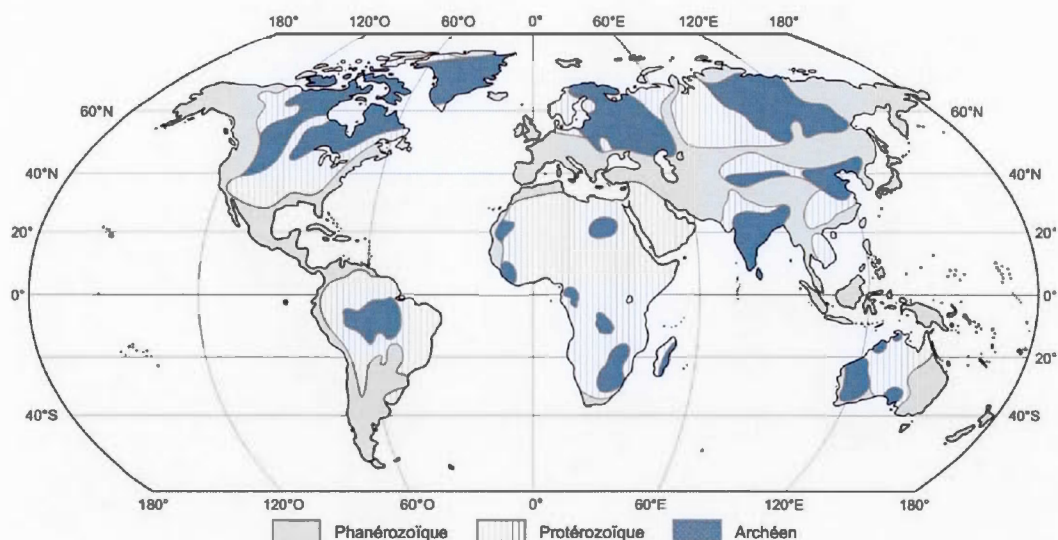


Figure 2.2 : Représentation des principaux cratons archéens exposés à la surface de la Terre (modifiée de Jébrak et Marcoux, 2008).

Ces lambeaux de croûte archéenne, sont les témoins des mécanismes géologiques qui ont affecté la mise en place de la première croûte continentale sur Terre durant cet Éon.

#### 2.1.2. La croissance crustale archéenne

Des auteurs tels que Condie, (1998, 2009, 2010) ; Fyfe, (1978) ; Reymer et Schubert, (1984) ; Armstrong, (1981) ; Taylor et Mc Lennan (1985, 1995) ; Hurley et Rand, (1969) ; Polat, (2012) ont ainsi proposé plusieurs modèles de croissance crustale à l'Archéen (figure 2.3). Le diagramme ci-dessous (Figure 2.3) illustre différents modèles d'évolutions de la croûte continentale archéenne. Ainsi, deux modèles s'opposent clairement afin d'expliquer l'évolution de la croûte continentale archéenne à savoir le modèle de croissance progressive (Taylor et McLennan, 1985) et le modèle sans croissance (Armstrong, 1981). Selon Condie, 1998, 2001, 2009, 2010 ; Albarède, (1998) la croûte continentale semble s'être mise en place de manière épisodique à la faveur de pics de croissance crustale (4,2 ; 3,8 ; 3,2 ; 2,7 Ga ). Ces

maximums d'évolution, déterminés à partir de datations U/Pb sur zircons de plus en plus précises, ont permis de faire ressortir les grandes périodes de croissance crustale au cours des temps géologiques. Ces pulses magmatiques pourraient être les produits de larges phénomènes d'extractions de croûte juvénile depuis le manteau (Martin *et al.*, 2014). Ces « super évènements » magmatiques de grande échelle, semblent avoir duré entre 200 et 300 Ma ; ils pourraient être liés à la formation de supercontinents (Condie, 1998, 2009, 2010).

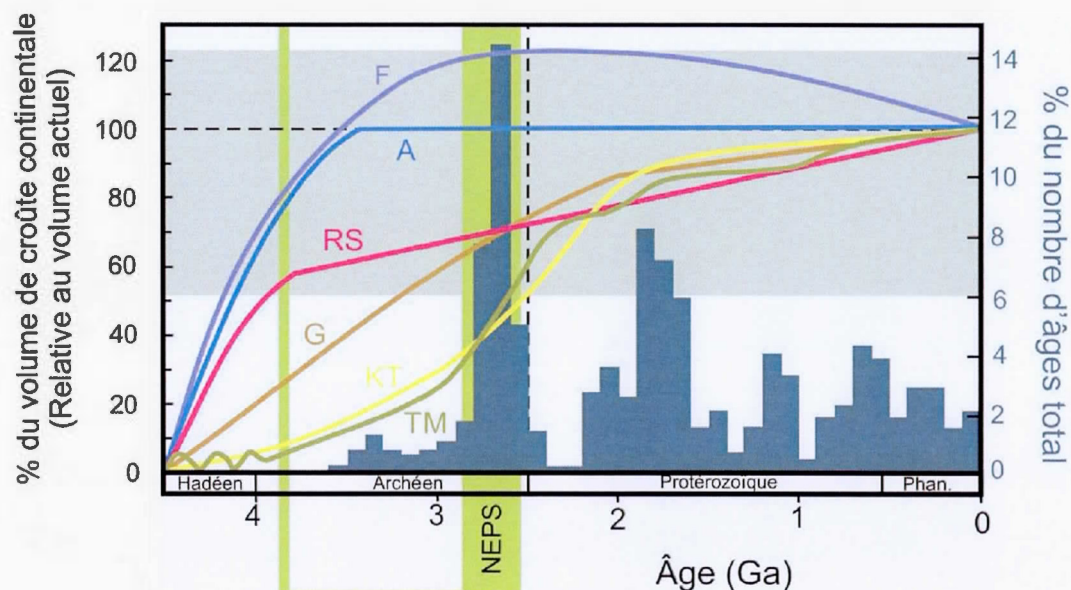


Figure 2.3 : Les courbes en couleurs représentent les différents modèles de croissance crustale proposés dans la littérature : F = Fyfe (1978); A = Armstrong (1981) ; RS = Reymer et Schubert (1984) ; KT = Kramers et Tolstikin (1997) ; TM = Taylor et McLennan (1985, 1995) ; G = Guitreau (2012). L'histogramme de fréquence des datations U/Pb sur zircon de matériel juvénile issue de l'étude de Condie *et al.*, (2010) est également représenté sur cette figure. L'histoire magmatique du NEPS est également mise en évidence (modifiée de Laurent, 2012).

La majorité de la croûte continentale a été extraite entre 4,5 et 2,5 Ga pour atteindre rapidement un seuil de 100% de croûte continentale produite dès la fin de l'Archéen



relativement au volume de croûte actuelle. Tout ceci met bien en évidence la quantité de magmas produits durant cette période de l'histoire de la Terre.

### 2.1.3. Une Terre plus chaude à l'Archéen : impact sur le comportement rhéologique des croûtes chaudes archéennes

La désintégration radioactive d'isotopes majeurs de longues périodes tels que l'uranium ( $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ), le thorium ( $^{232}\text{Th}$ ) et le potassium ( $^{40}\text{K}$ ) semble avoir joué un rôle moteur dans la production d'une chaleur interne mantellique élevée au cours de l'Archéen (Korenaga, 2007). L'énergie cinétique des planétésimaux accumulée lors de l'accrétion terrestre et la chaleur latente de cristallisation du noyau terrestre ne contribue que pour une faible proportion (un maximum de 10%) dans la production de chaleur mantellique durant l'Archéen (Laurent, 2012). En contrepartie, le magmatisme produit et les phénomènes hydrothermaux associés ainsi que la tectonique des plaques sous toutes ses formes durant toutes les périodes de l'histoire géologique de la Terre apparaissent comme autant de manifestations géologiques responsables de l'évacuation de l'énergie produite par le manteau. Le gradient thermique terrestre est relié au ratio entre l'énergie produite par le manteau et son évacuation sous différentes formes géologiques (Laurent, 2012). Ce ratio s'exprime sous la forme du nombre d'Urey (Korenaga, 2008):

$$Ur(0) = Hm(0) / Q(0)$$

Avec  $Hm(0)$  qui correspond à la chaleur produite par le manteau convectif et  $Q(0)$  le flux de chaleur sortant du manteau en Watts. Le nombre d'Urey actuel est égal à  $Ur(0) = 0,23 \pm 0,15$ . Il est donc inférieur à 1, ce qui signifie que la Terre évacue plus de chaleur qu'elle n'en produit. Connaissant le comportement des radionucléides de longues périodes mentionnés précédemment, il est possible d'imaginer une température du manteau archéen plus élevée qu'à l'actuel (Korenaga, 2008).

Le paradigme d'une Terre archéenne globalement plus chaude qu'à l'actuel étant posé, plusieurs modèles ont essayé d'appréhender la température produite par le manteau archéen. Lambert (1976) est l'un des tout premier à avoir calculé la température potentielle ( $T_p$ ) du manteau archéen en fonction du temps. Cette évolution semble étroitement reliée à la valeur du nombre d'Urey (Korenaga, 2007; Laurent, 2012). Ainsi, si l'on transpose la valeur du nombre d'Urey actuelle ( $Ur(0) = 0,23 \pm 0,15$ ) à l'Archéen comme le suppose le modèle de Lambert (1976), cela revient à suggérer que le manteau archéen dissipait son flux de chaleur mantellique très efficacement et donc que sa température potentielle était très élevée laissant apparaître la notion de « catastrophe thermique » de Korenaga (2003). Le fait de considérer un nombre d'Urey archéen supérieur à l'actuel (de l'ordre de 0,7 à 0,8) a permis d'obtenir une évolution thermique mantellique potentielle beaucoup plus raisonnable par rapport au précédent modèle de Lambert (1976). Le problème est qu'un rapport  $Ur$  trop élevé apparaît incompatible avec les données géochimiques. La présence au sein des cratons archéens de coulées de komatites (roches extrusives ultramafiques spécifiques de l'Archéen) qui pouvaient atteindre des températures de fusion allant de 1600 à 1650°C appuie l'hypothèse d'une décroissance continue de la température potentielle mantellique archéenne après un pic de 1500 à 1600°C (Schubert *et al.*, 1980 ; Davies, 2009). En comparaison, les coulées basaltiques modernes présentent une température de fusion de l'ordre de 1250 à 1350°C. Cependant ce modèle théorique a conduit au « paradoxe du nombre d'Urey » de Korenaga (2007) selon lequel les valeurs du nombre d'Urey supposées à l'Archéen (0,7 à 0,8) ne correspondent pas au bilan thermique actuel calculé.

Ainsi, Herzberg *et al.*, (2010) propose un nouveau modèle d'évolution thermique du manteau archéen basé sur un nombre d'Urey proche de l'actuel ( $0,23 \pm 0,15$ ) suggérant une croissance progressive de la température du manteau terrestre potentiel au cours

de l'Archéen allant jusqu'à atteindre un pic de température potentielle de l'ordre de 1500-1600°C entre 3,0 et 2,5 Ga (Figure 2.4).

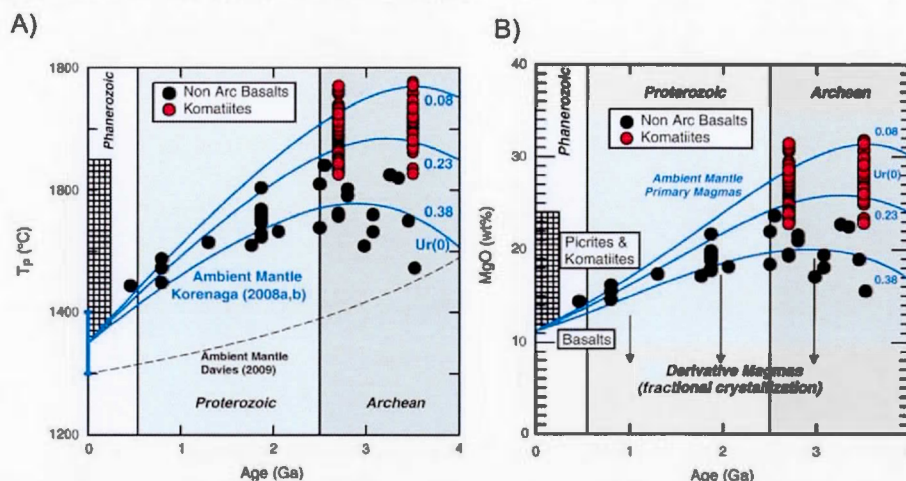


Figure 2.4 : a) Modèle d'évolution de la température potentielle du manteau ( $T_p$  en °C) au cours de l'histoire géologique de la Terre ; b) Comparaison de la concentration en MgO entre les magmas archéens (komatites + basaltes d'arcs) et les basaltes « non-arcs » phanérozoïques (d'après Herzberg *et al.*, 2010).

Cette température mantellique potentielle plus élevée semble avoir directement joué un rôle dans le contenu en MgO des magmas archéens produits comme le souligne la figure 2.4. En effet, les komatites et les basaltes « non-arcs » archéens présentent une concentration bien supérieure (20 à 30%) en MgO que les basaltes d'arcs phanérozoïques (10 à 15% ; Herzberg *et al.*, 2010). Ce qui est regardé dans ces approches ce sont les basaltes « non-arc » puisque l'objectif ici est de remonter à la température du manteau ambiant et donc de filtrer le rôle des fluides de subduction. Cependant ce modèle ne semble pas coïncider avec les valeurs modélisées à partir des données de komatites. Des auteurs tels que Nisbet *et al.*, (1993) ; Grove et Parman, (2004) ; Herzberg *et al.*, (2007) ; Arndt *et al.*, (2008) ; Laurent (2012) suggèrent que les komatites ne proviennent pas d'un manteau considéré comme normal, mais sont plutôt issues de panaches mantelliques plus chauds que le manteau environnant.



Comme le souligne Laurent (2012), ces résultats confirment qu'il y a bien eu une transition thermique à la fin de l'Archéen suggérant un changement de comportement rhéologique et géodynamique tardi-Archéen.

Ainsi, l'existence d'un mécanisme de croissance crustale identique à celui que l'on peut observer actuellement apparaît difficilement envisageable. D'après les travaux de modélisation de Van Hunen *et al.*, (2008 ; Figure 2.5), avec une température mantellique potentielle plus chaude de 200°C par rapport à l'actuelle, il est difficile d'imaginer une croûte océanique chaude qui subducte de manière continue avant 3,0 Ga.

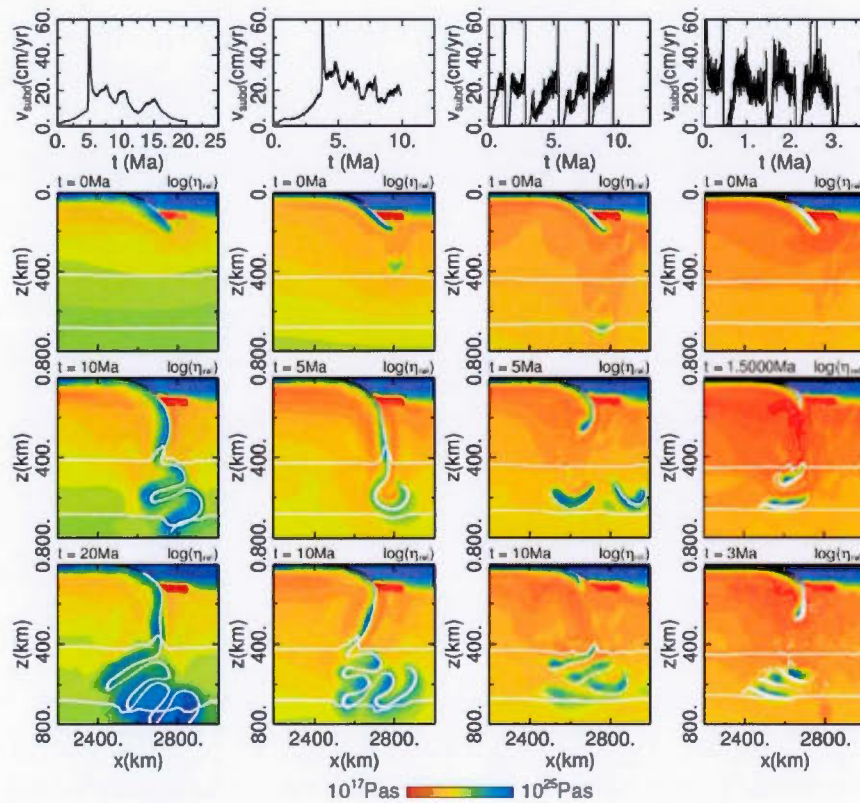


Figure 2.5 : Résultats des modèles analogiques numériques de subduction en contexte archéen (Van Hunen *et al.*, 2008).



Cependant, de nombreux arguments se contredisent sur les processus et mécanismes de construction de la première croûte continentale archéenne, ce qui rend difficile la construction d'un modèle scientifique faisant l'unanimité (*cf.*, travaux de Martin, 2005 ; Moyen, 2012 ; Bédard, 2013 ; Harris, 2014 ; etc...).

Une autre des problématiques de ces cratons archéens est le lien spatial et génétique entre les différents environnements plutoniques et les minéralisations économiques répertoriées au sein de ces cratons archéens.

## 2.2. Classifications granitiques et minéralisations potentielles associées

Les roches intrusives, de par leur complexité, leur grande hétérogénéité et leur potentiel métallifère, présentent un intérêt certain pour un géologue des ressources minérales. Les plus gros gisements du monde sont associés à des roches plutoniques ou à leurs dérivées. L'étain, le tungstène, le molybdène, les gisements de type porphyre cuprifère et les terres rares (REE) apparaissent spatialement proches d'intrusifs granitiques. Des travaux récents (Robert, 2001 ; Champion et Cassidy, 2007 ; During *et al.* 2007) ont permis d'aller encore plus loin dans la compréhension du lien génétique entre les processus magmatiques-hydrothermaux et les dépôts de minerais en contexte archéen (*i.e.*, concept de « mineral system »). En fonction de ses caractéristiques géochimiques et des mécanismes magmatiques qu'il subit, un magma se comporte comme un vecteur potentiel de minéralisations économiques. De nombreux auteurs (Chapell et White, 1974, 2001 ; Ishihara, 1977, 1981 ; Blevin, 1992, 1995, 2003, 2004, 2005, 2010 ; Wyborn, 2002 ; Champion, 2005, 2007 ; Černý *et al.*, 2005) ont mis en évidence que la caractérisation géochimique des lignées granitiques et le traçage des processus magmatiques pouvaient permettre d'accéder à une évaluation du potentiel métallifère. Ainsi les modèles géologiques qui en découlent ont permis de mieux comprendre la genèse de gisements métalliques associés à des roches plutoniques.

Blevin (2004) suggère l'existence d'une relation étroite entre un type de minéralisations (Cu-Au, Mo, Sn, W, terres rares) et des intrusifs granitiques présentant des caractéristiques pétrologiques, géochimiques et géophysiques particulières. Des critères de distinctions métallogéniques ont été développés à partir des approches de Chappell et White (1974) et Ishihara (1977). À l'aide de ces modèles géologiques, des associations métalliques favorables de types : (1) porphyre à Cu-Au ; (2) porphyre à Cu-Mo ; (3) pegmatites à Mo-Li ; (4) IRGD (*Intrusion Related Gold Deposit*) ou RIRG à W-Mo-Bi ; (5) IOGC ; (6) granite à Sn-W ont été proposées.

Bien qu'une synthèse comparative des classifications granitiques et métallogéniques concernant des granites phanérozoïques et archéens peut s'avérer être un exercice difficile et parfois hasardeux, la figure suivante (Figure 2.6) se propose, à la manière des travaux de synthèse de Barbarin (1999), de faire une synthèse des différentes classifications existantes ainsi que le lien à la fois entre ces classifications, mais aussi avec des minéralisations économiques potentielles. En effet, les granites archéens peuvent dans certains cas être identiques à certains granites phanérozoïques. Dans d'autres cas, ils sont plus rares, voire même inexistants au Phanérozoïque. Cependant ces roches intrusives archéennes sont des intrusifs en tant que tels et sont donc classifiables. Cette sous-partie essaiera donc de démêler les classifications existantes tout en essayant de faire le lien avec des minéralisations potentielles associées.

Selon Chappell et White (1974, 2001), les granites peuvent ainsi être différenciés à partir de leur source. Ils correspondent à des produits de fusion de deux sources différentes, à savoir une source ignée (type I) et une autre sédimentaire (type S). D'un point de vue métallogénique, les granites à métaux rares peralumineux [ $1 < A/CNK < 1.15$ ], à faible teneur en phosphore, contenant des teneurs intermédiaires en REE, Y, Zr, Hf, et Th et des minéralisations en Nb-Ta-Sn (Černý et

*al.*, 2005) sont en réalité des granites de type S dérivés de protholite sédimentaire. Les granites à métaux rares peralumineux [ $A/CNK > 1.15$ ], riches en phosphore, appauvris en REE, Th, Y, Zr, Hf, Sc, Pb ( rapport  $Ta/Nb \geq 1$ ) associés à des minéralisations en Ta-Sn-Li et enrichis en Rb et Cs correspondent également à des intrusifs de types S dérivés de protholite sédimentaire. Cette différenciation est applicable à la fois à l'Archéen (type Preissac Lacorne, Abitibi) et à la fois au Phanérozoïque (leucogranites hercyniens par exemple).

Ultérieurement, cette classification de Chappell et White (1974) s'est étoffée avec la définition des granites de type M (mantellique) et A (alcalin ou anorogénique). Les granites à métaux rares hyperalcalins [ $(Na+K)/Al > 1$ ] pauvres en phosphore, enrichis en Zr, REE, Y, Nb, F, Th, Sn, Be, U et avec un rapport  $Ta/Nb$  faible correspondent à des granites typiquement anorogéniques (Type A) contenant des minéralisations en Zr, Nb, REE, U et Th (Černý *et al.*, 2005).

Par la suite, Ishihara (1977, 1981, 1998) a proposé une classification des intrusifs granitiques en fonction de leur contenu en minéraux opaques. Selon cet auteur, les granites peuvent être divisés en deux lignées distinctes à savoir la série à magnétite et la série à ilménite. Ces assemblages minéralogiques semblent suggérer une fugacité en oxygène plus élevée dans la série à magnétite que dans celle à ilménite durant la solidification du magma (Ishihara, 1977). Si l'on effectue le lien avec la classification de Chappell et White (1974, 2001) les granites à magnétite seront généralement des granites de type I dérivés de sources magmatiques alors que les granites de type S seront généralement plus réduits (et donc à ilménite) et dérivés de protolithes sédimentaires. Les granites à ilménite seront donc plus susceptibles d'être porteurs de minéralisation de type Sn-W (*i.e.*, globalement plus enrichis en éléments incompatibles) alors que ceux de la série à magnétite seront plus susceptibles d'être associés à des minéralisations de type Cu-Au (*i.e.*, plus mafiques à intermédiaires). Au niveau des granites Phanérozoïques de l'Est de l'Australie, Blevin (2004), de

manière empirique au départ, a clairement mis en évidence que les deux principaux paramètres contrôlant la concentration de métaux correspondent à la fugacité de l'oxygène et au fractionnement (Figure 2.6). La fugacité de l'oxygène s'exprime au sein du granite par le degré d'oxydation du fer. Toujours selon lui, les minéralisations de type Cu-Au ont tendance à se retrouver spatialement proches d'intrusifs ayant un degré d'oxydation plus fort et un fractionnement plus faible. En revanche, les minéralisations de type Sn-W se retrouvent associées spatialement à des intrusifs plus réduits et plus fractionnés (Figure 2.6). Toutefois, cette notion de fractionnement suppose implicitement une évolution de type calco-Alcalin à partir de basalte d'arc, et n'est donc pas applicable simplement à des liquides de fusion de la croûte pour lesquels les premiers liquides sont ceux de basse température, proche de l'eutectique et apparemment plus « fractionnées ».



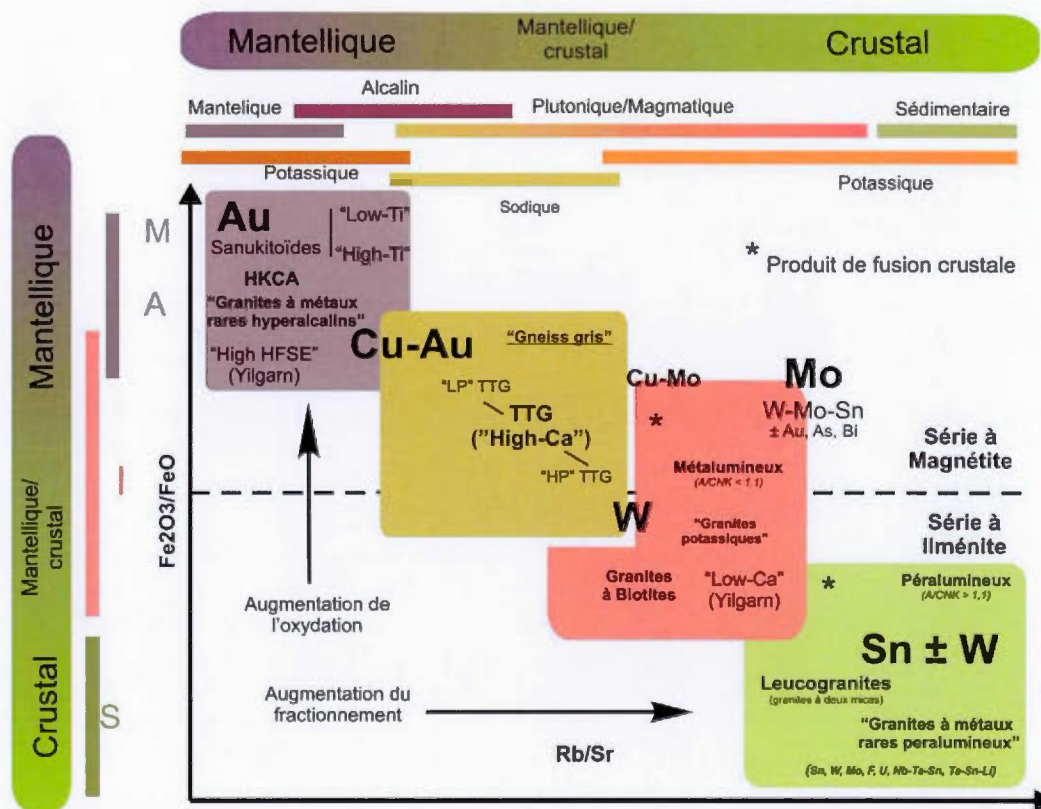


Figure 2.6 : Typologie des granites archéens, comparaison avec les granites phanérozoïques et minéralisations potentielles associées (modifiée de Blevin *et al.*, 1992; Moyen, 2014 et Laurent *et al.*, 2014).

En étudiant les roches intrusives archéennes de l'Abitibi ainsi que la répartition spatiale des minéralisations associées répertoriées, cinq types d'environnements plutoniques ressortent clairement, avec une fertilité bien évidemment plus ou moins prononcée pour chacun d'eux (Jébrak, 2011, 2013) :

1) Le premier type d'environnement plutonique classique en contexte archéen correspond au gneiss tonalitique. Il ne correspond pas en réalité à des plutons au sens strict, mais à des assemblages magmatiques complexes de croûte inférieure partiellement fondue. Ces derniers, en général synvolcaniques, se mettent en place en profondeur (30 à 40 km). Ils ne présentent aucun signe d'assimilation mantellique et

un faible intérêt métallogénique. Ce sont des intrusifs qui ne présentent pas d'équivalent Phanérozoïque et sont propres aux croûtes archéennes.

2) Le deuxième groupe correspond aux plutons tonalitiques (TTG ou plagiogranitoids). Ils présentent des caractéristiques géochimiques qui sont souvent proches des adakites modernes (Martin *et al.*, 2005). Cependant, les adakites ne sont pas des TTG. Les adakites sont des roches rares qui se forment dans un contexte tectonique spécifique. Il est vrai que les adakites présentent des rapports Sr/Y élevés similaires aux TTG mais ce rapport n'apparaît pas distinctif par rapport aux TTG (Smithies *et al.*, 2003). Dans ce contexte, les gneiss gris sont au moins en partie, ou à l'origine, des compositions TTG déformées, éventuellement remaniées ou mélangées à d'autres lithologies, mais le composant TTG domine. C'est dans ce contexte plutonique que les premières minéralisations de type porphyrique semblent apparaître en Abitibi (Troilus ; 2,5 Moz Au, Selbaie, Chibougamau, Côté Lake Cu-Au; 7 Moz). Ces derniers également ne présentent pas d'équivalents actuels. Ils sont cependant dérivés de protolithes magmatiques et peuvent être définis comme des intrusifs de types I selon la classification de Chappell et White (1974). Les granites à biotite appartiennent à cet ensemble d'intrusions.

3) Le troisième groupe correspond aux monzodiorites post-tectonique telles que définies par Shirey et Hanson, (1984 ; *i.e.*, des intrusifs de type sanukitoïde; Type M). Elles présentent généralement une plus forte contamination du coin mantellique. Le terme HMA (*High Magnesian Andesite*) est souvent évoqué lorsqu'il s'agira de présenter ce type de pluton.

4) Le quatrième groupe correspond aux systèmes syn- à post-tectoniques tels que les systèmes alcalins de type syénite (Type A). Cet environnement plutonique marque la mise en place de nombreuses minéralisations aurifères au caractère porphyriques à la transition calco-alcalin-alcalin (Lamaque 2682 Ma, Timmins 2687, Malartic 2677-79 Ma, Douay 2679±8 Ma, Beattie 2681 Ma, Granada 2673 Ma,

Camflo  $2685 \pm 10$  Ma). Les magmas alcalins sont interprétés comme les produits de fusion d'une plaque contaminée par un manteau somatisé (Jébrak, 2013). On évoquera dans certains cas le terme de « magmas hybrides » pour ce type d'intrusifs (Laurent *et al.*, 2014). Ces magmas apparaissent comme des marqueurs du changement de la géodynamique locale à la fin de l'Archéen (*i.e.*, passage d'un état de contrainte compressif à extensif). Les travaux de Robert (2001) ont permis de mieux comprendre le lien spatial entre les intrusifs syénitiques tardi-archéen d'une part et les minéralisations économiques de l'Abitibi d'autre part.

5) Enfin, le dernier groupe correspond aux leucogranites de type S (post-tectoniques type Preissac-Lacorne, Abitibi), produits de fusion crustale et marqueurs de l'effondrement gravitaire. Ces derniers sont retrouvés en contexte à la fois archéen et phanérozoïque.

En Australie, Cassidy *et al.*, (1998) ; Champion et Cassidy (2007) ; Duuring *et al.*, (2007), ont défini les différents environnements plutoniques au cœur du craton archéen de l'Yilgarn ainsi que leur lien avec des minéralisations économiques. Comme le souligne la figure 2.7 ci-dessous, les TTG riches en Ca ainsi que les systèmes alcalins et potassiques tardifs sont ceux qui ont le plus de lien avec des minéralisations économiques. Il semble exister un lien génétique entre les intrusifs de types I « Low Ca » et les minéralisations économiques du craton de l'Yilgarn (Doublier *et al.*, 2014). Les « Low Ca » correspondent aux « granites potassiques » (*i.e.*, produits de fusion de croûte) selon la terminologie de Moyen (2014). Ce lien magma-minéralisations met bien en évidence les besoins en compréhension de ces systèmes potassiques et alcalins tardifs au sein des cratons archéens à la transition calco-alcalin/alcalin.







Ainsi il apparaît évident que des liens sont possibles entre les classifications granitiques archéennes et phanérozoïques. Ces liens sont continus lorsque l'on s'intéresse à la fois à leur source, à leur lien spatial avec des minéralisations associées, mais également au niveau pétrologique voire géodynamique dans certains cas (Figure 2.7). Cependant certains intrusifs archéens tels que les gneiss gris, les TTG ne présentent pas d'analogues phanérozoïques clairement établis mais restent cependant classifiables en tant que type d'intrusifs unique et avec des caractéristiques géochimiques propres.

Dans le cadre de cette étude, la classification de Laurent *et al.*, (2014) sera donc privilégiée afin de caractériser les roches intrusives différenciées tardi-archéennes du NEPS tout en y incorporant une légère nuance.

### 2.3. Le plutonisme tardi-archéen : caractéristiques et évolution géochimique des processus magmatiques à la transition Archéen-Protérozoïque

D'après la terminologie héritée des années quatre-vingts, les cratons archéens sont composés majoritairement de trois types de lithologies distinctes : 1) des roches intrusives appartenant à la série des TTG (Tonalite-Trondjémite-Granodiorite; premièrement définies par Jahn *et al.*, (1981); 2) des roches volcaniques et sédimentaires associées en complexes au sein de ceintures volcano-sédimentaires (ceinture de roches vertes ou « greenstone belts ») ; 3) des granites potassiques tardifs qui recoupent en général les deux premières lithologies. Ces derniers apparaissent comme les produits de fusion tardive de croûtes continentales anciennes. Leur hétérogénéité à l'intérieur de ce même groupe est importante et est intéressante pour des considérations économiques (minéralisations associées à ces intrusifs différenciés tardi-archéen à la transition calco-aclalin/alcalin).

Cependant, cette terminologie ne prend pas en considération la présence de croûte inférieure fondue. Or, il semblerait clairement y avoir une confusion au sein de la littérature scientifique actuelle. Le terme « TTG » semble regrouper des termes ne

correspondant pas à des plutons au sens strict, mais bien à des complexes de base de croûte fondue s'approchant clairement des migmatites. Dans cette étude, une différence sera faite entre ces complexes de base de croûte fondue communément appelés « gneiss gris » dans la littérature et les plutons de « TTG » au sens strict.

De ce fait, les cratons archéens semblent finalement être composés de quatre lithologies distinctes : 1) les ceintures de roches vertes ; 2) un socle de complexes gneissiques voir migmatitiques de croûte inférieure à moyenne fondue (« gneiss gris ») ; 3) des plutons sodiques de type TTG ; 4) des plutons supracrustaux potassiques de nature variés (granites potassiques, sanukitoïdes, intrusifs alcalins, carbonatites et quelques rares leucogranites). En terme de niveau structural, il est possible de distinguer les ceintures de roches vertes, les TTG et les plutons supracrustaux d'une part, et le socle de base de croûte de gneiss gris migmatitique d'autre part. Le fait de voir ces deux ensembles en même temps suggère l'existence de mouvements verticaux de grandes ampleurs durant ou après l'Archéen.

Ces différentes lithologies caractéristiques des cratons archéens, apparaissent aujourd'hui comme les témoins de la construction continentale au cours des premiers stades d'évolutions magmatiques de la Terre. Les premières investigations au cœur de ces terrains archéens se sont essentiellement focalisées sur les ceintures de roches vertes ou « Greenstone Belts » pour des raisons d'intérêt économique (*e.g.*, orogénique de l'Abitibi, de Barberton et de l'Yilgarn). Dans de nombreux programmes de cartographie régionaux gouvernementaux, l'hétérogénéité de ces masses plutoniques n'est pas mise en évidence. Comme le souligne Glikson (1969), des termes tels que « mer de granites » (« Sea of plutons », « Sea of grey gneiss ») étaient souvent utilisés afin de caractériser ces provinces archéennes exposant une importante quantité de roche plutoniques. De ce fait, la compréhension scientifique des masses plutoniques associées à ces ceintures de roches vertes est restée souvent faible.

D'après Laurent *et al.*, (2014), les roches intrusives tardi-archéennes (entre 3,0 Ga et 2,5 Ga) peuvent être divisées en quatre groupes principaux : 1) les TTG ou « gneiss gris » qui se mettent en place de manière précoce sur des surfaces importantes. Comme il l'a été souligné dans les paragraphes précédents, il convient désormais de séparer ce groupe en deux groupes distincts. Les « gneiss gris » d'une part qui ne correspondent pas à des plutons au sens strict et les plutons de TTG d'autre part ; 2) les sanukitoïdes (au sens large) qui apparaissent sous la forme de pluton hybride produit de la fusion de diorites qui subissent un processus d'assimilation avec cristallisation fractionnée (AFC ; Stevenson *et al.*, 1999) ; 3) les granites à biotite ou à deux micas qui se forment à partir de la fusion crustale de lithologies préexistantes ; 4) des « magmas hybrides » riches en potassium qui semblent correspondre à des magmas issus de la fusion des trois lithologies précédentes. Cette hétérogénéité géochimique au sein des intrusions granitiques à la fin de l'Archéen semble être intimement liée à une évolution de la géodynamique à la transition Archéen-Protérozoïque.

Bien que basée uniquement sur les intrusifs archéens d'Afrique du Sud, cette classification de Laurent *et al.*, (2014) semble actuellement la plus pertinente à utiliser pour le traitement géochimique des données d'intrusifs archéens du NEPS. Les magmas potassiques ressemblent aux sanukitoïdes en partie. Cependant, dans le cadre de ce travail, une nuance nécessaire dans la compréhension d'une dynamique crustale archéenne sera apportée. En effet, nous diviserons les roches intrusives tardi-archéennes en cinq groupes principaux : 1) des gneiss de composition tonalitique correspondant à des assemblages complexes de base de croûte fondue ; 2) des plutons de TTG ; 3) des sanukitoïdes au sens large ; 4) des granites à biotites et à deux micas ; 5) et enfin les magmas hybrides de Laurent *et al.*, (2014).



### 2.3.1. Les assemblages complexes de base de croûte fondue ou « gneiss gris »

Dans le cadre de cette étude, les complexes de gneiss gris sont interprétés comme des assemblages complexes de base de croûte partiellement fondue. Plus précisément, les « gneiss gris » ne peuvent pas être considérés comme des plutons au sens strict du terme. Ils sont le produit d'une ségrégation entre plusieurs phases magmatiques par mécanisme de fusion partielle en contexte de base de croûte fondue. Ainsi, ces assemblages magmatiques présentent un caractère gneissique prononcé donnant un aspect migmatitique à la roche. Ces gneiss sont généralement composés de deux phases magmatiques distinctes. Une première phase mélanocrate de composition dioritique et une phase leucocrate de composition généralement tonalitique. De nombreuses enclaves mafiques sont généralement observables à l'affleurement. Des enclaves diffuses de composition granodioritique à granitique parallèles à la foliation sont généralement présentes et perturbent le signal géochimique (Simard *et al.*, 2008).

### 2.3.2. Les TTG archéennes : géochimie, pétrologie et implication dans la croissance crustale durant l'Archéen (4,0 Ga – 2,5 Ga)

Les tonalites, roches intrusives typiques de l'Archéen, présentent des caractéristiques géochimiques et pétrologiques que l'on ne retrouve pas sur les granites Phanérozoïques actuels et qui témoignent des premiers processus de croissance crustale de l'histoire de la Terre. Ces plutons différenciés se mettent en place sur de longues étendues et sont caractéristiques des premiers éléments de croûtes extraites depuis le manteau.

Les TTG présentent une concentration en  $\text{SiO}_2$  élevée ( $\text{SiO}_2 > 64$  wt. %). Elles présentent en général une forte concentration en  $\text{Na}_2\text{O}$  (3,0-7,0 wt. %) et sont faiblement concentrées en  $\text{K}_2\text{O}$  ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0,5$  wt. %) ce qui contraste avec les granodiorites et les granites tardifs plus riches en potassium. Elles sont généralement



pauvres en ferromagnésiens ( $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 < 5 \text{ wt. \%}$ ) avec une moyenne de 18 ppm Ni et 40 ppm Cr (Martin *et al.*, 2005 ; Moyen et Martin, 2012 ; Laurent *et al.*, 2014).

Les TTG présentent également une signature en éléments traces qui peut varier significativement dépendamment de la pression à laquelle la source méta-basaltique a fondue (Halla *et al.*, 2009 ; Moyen *et al.*, 2011 ; Laurent *et al.*, 2014). Elles sont généralement enrichies en éléments de type LREE (*Light Rare Earth Element*) avec un contenu moyen en La = 31 ppm. Cependant, elles sont généralement appauvries en HREE (*Heavy Rare Earth Element*) avec un contenu moyen en Yb = 0,64 ppm. Elles présentent généralement une anomalie en Eu. Cependant, elles montrent de fortes anomalies négatives en Nb, Ta et Ti. Cette signature géochimique de grenat suggère un mécanisme de fusion de haute pression entre (10-18kbar ; Figure 2.8). Elle permet également de les différencier des plutons granitiques actuels. En résumé, les TTG présentent une signature géochimique témoignant de la fusion d'un résidu de grenat avec une phase de titanate à Nb-Ta au cours d'une anatexie à haute pression d'une source basaltique (Bédard *et al.*, 2014 ; Moyen *et al.*, 2009).

De nombreux auteurs s'accordent à dire que les TTG correspondent au produit de fusion de basalte de type MORB ou de protholites amphibolitiques et donc dans un contexte de subduction d'une croûte océanique basaltique. De plus, Les TTG ont des points communs avec les adakites (Defant et Drummond, 1990). Les adakites modernes apparaîtraient comme les équivalents actuels des roches plutoniques tonalitiques archéennes (rapport Sr/Y élevé et concentration élevée en LILE) ce qui sous-entend que les TTG archéennes sont associées à de la subduction à l'Archéen (Martin *et al.*, 2005 ; Moyen, 2009) ce qui est clairement remis en question par Smithies *et al.*, (2003).

Cependant, des travaux de pétrologie expérimentale ont mis en évidence que les TTG correspondraient au produit de fusion de basaltes hydratés riches en LILE (*Large Ion*

*Litophile Element*; Martin *et al.*, 2014). La subduction de plateau océanique pourrait donc être une alternative géodynamique crédible à la mise en place des TTG riches en éléments de type LILE, Mg et Ni (Martin *et al.*, 2014). Les TTG seraient des produits de fusion d'amphibolite s'enfonçant dans le manteau par délamination crustale en base de croûte continentale (Bédard, 2006). Trois modèles, à la fois verticalistes et horizontalistes actuellement proposés, permettent d'expliquer la formation des TTG (Polat, 2012). Le premier correspond à la fusion d'un plateau océanique. Le second modèle correspond à la subduction d'une croûte océanique. Enfin, le troisième correspondrait à la fusion de basaltes à la base d'un arc océanique. Comme le souligne Polat (2012), le premier modèle apparaît plutôt « verticaliste » alors que le deuxième et le troisième modèle semblent plutôt actualiste et donc « horizontaliste ». Les TTG peuvent ainsi être divisées en quatre sous-groupes (un potassique et trois sodiques; Halla *et al.*, 2009 ; Moyen *et al.*, 2011) : i) un sous-groupe potassique constitué de granodiorites et de granites, produits de la fusion de lithologies préexistantes. Ce groupe ne correspond pas à l'extraction de magma juvénile, mais est plutôt lié à la remobilisation d'une croûte continentale préexistante; ii) un sous-groupe sodique de haute pression (HP) ; iii) un sous-groupe sodique de moyenne pression (MP) ; iv) un sous-groupe sodique de basse pression (LP). Ainsi, Moyen (2014 ; Figure 2.8), suggère que ces différences géochimiques au sein des groupes sont directement reliées au partitionnement de différentes phases minérales au cours de l'évolution magmatique en fonction de la pression et de la température.

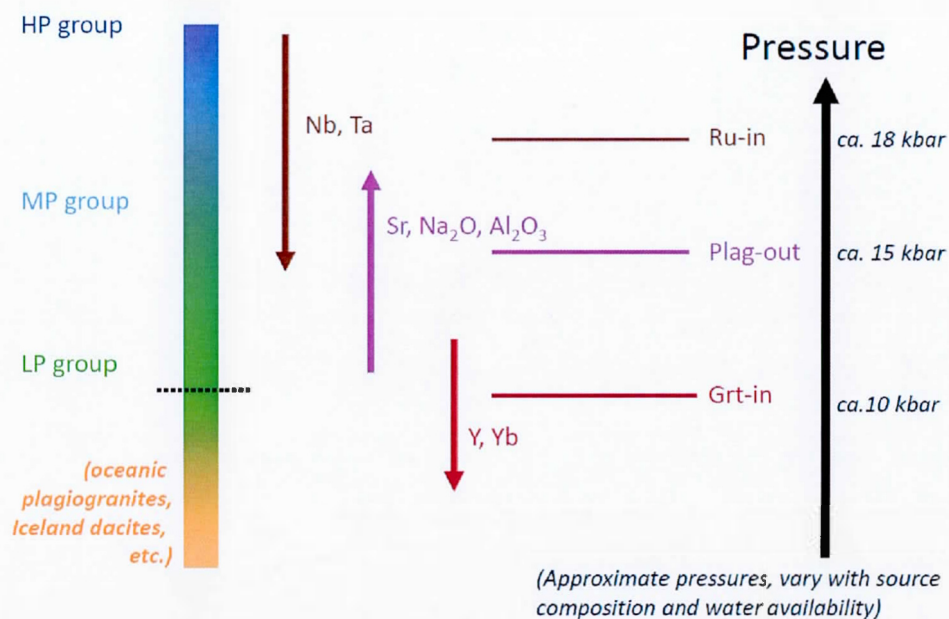


Figure 2.8 : Évolution de la géochimie des différents groupes de tonalites en fonction de la pression (d'après Moyen, 2014).

Cette différenciation en sous-groupes est également due au fait que la composition géochimique des roches plutoniques tonalitiques évolue au cours de l'Archéen. Le Mg# et le Sr des tonalites augmentent progressivement de 4,0 à 2,5 Ga (Martin *et al.*, 2005). Deux modèles semblent pouvoir expliquer cette évolution géochimique en prenant en considération l'importance du gradient géothermique terrestre à l'Archéen : 1) pour Martin et Moyen (2002) et Martin *et al.*, (2005), la profondeur de fusion de la plaque océanique en subduction augmente progressivement du début à la fin de l'Archéen, permettant une interaction plus forte au cours de l'ascension du magma avec les péridotites mantelliques ; 2) d'autres en revanche comme Smithies *et al.*, (2003), suggèrent qu'avant 3,3 Ga la plaque océanique qui est entrée en subduction ne peut le faire qu'à faible pendage notamment à cause du gradient géothermique élevé. Ainsi le produit de fusion ne peut avoir aucune interaction avec les péridotites mantelliques. Ces deux modèles n'apparaissent pas exclusifs (Martin *et*

*al.*, 2005). Cependant, ils semblent mettre en évidence que l'interaction entre le produit de fusion de la plaque plongeante et les péridotites mantelliques n'était pas le processus prédominant avant 3,3-3,0 Ga (Martin *et al.*, 2005).

### 2.3.3. Les sanukitoïdes au sens large

Les sanukitoïdes sont caractérisés par une large gamme de contenu en silice ( $45 < \text{SiO}_2 < 70$  wt. %), un caractère métalumineux ( $0,7 < \text{A/CNK} < 1,0$ ), généralement potassique ( $1,5 < \text{K}_2\text{O} < 5,0$  wt. %), et un contenu en ferromagnésiens élevé ( $5 < \text{FeOt} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 < 25$  wt. %). En ce qui concerne les éléments traces, le comportement est assez similaire à celui des TTG (même anomalie en Nb-Ta) avec cependant un enrichissement en éléments incompatibles plus prononcé (*e.g.*, Ba et Sr). Cette dualité géochimique reflète le caractère mixte crustal et mantellique des sanukitoïdes (Martin *et al.*, 2005 ; Laurent *et al.*, 2014). Pour les terres rares, l'anomalie en Eu reste modeste. Ces intrusifs correspondent en général aux derniers événements magmatiques au sein des cratons archéens (Martin *et al.*, 2005). Ces intrusions sont généralement des plutons hybrides produits de la fusion de diorites qui subissent un processus d'assimilation avec cristallisation fractionnée (Stern *et al.*, 1991 ; Stevenson *et al.*, 1999 ; Shirey et Hanson, 1984). Pour Martin *et al.*, (2005) ces plutons se forment à la faveur d'une refusion de péridotite précédemment métasomatisée par l'addition d'un produit de fusion de la plaque plongeante.

### 2.3.4. Les granites à biotite et à deux micas

Les granites à biotites et à deux micas sont considérés comme des produits de fusion crustale. Ils représentent la deuxième lithologie la plus importante en terme de superficie dans les cratons archéens derrière les masses volumineuses de TTG. D'un point de vue géochimique, ces granites sont riches en  $\text{SiO}_2$  ( $68 < \text{SiO}_2 < 75$  wt. %) et peralumineux ( $\text{A/CNK} > 1$ ), ainsi que faiblement enrichis en ferromagnésiens



( $1 < \text{FeOt} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 < 4$  wt. %), pauvre en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $< 2$  wt. %) et avec un contenu en potassium élevé ( $\text{K}_2\text{O} > 4$  wt. % ;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratio  $> 0,5$  ; Laurent *et al.*, 2014). En ce qui concerne les éléments traces, les granites à biotite et à deux micas présentent une anomalie négative systématique en Ba et Sr ainsi qu'un enrichissement systématique en Y-HREE. Le spectre de terres rares peut apparaître plus ou moins fractionné en fonction des intrusifs avec cependant une anomalie négative significative en Eu toujours marquée. Il faut également noter le caractère polymérisé de ce type d'intrusif avec généralement un effet triade sur les terres rares lié à la présence de fluor (F).

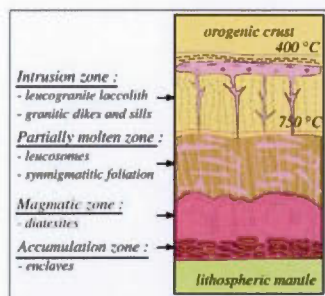
#### 2.3.5. Les granites « hybrides » tardifs

Les granites « hybrides » tardifs (Laurent *et al.*, 2014) correspondent à des magmas hétérogènes, produits de la fusion des lithologies précédentes. Ils apparaissent localisés le long d'accidents structuraux tardifs et sont donc difficiles à regrouper en un seul groupe. En effet, ils semblent être le résultat de processus magmatiques locaux. Les granites tardi-archéen alcalins et les syénites peuvent être classés dans cette famille de plutons. Ces intrusifs souvent à la transition calco-alcalin - alcalin peuvent présenter un intérêt économique. D'après Laurent *et al.*, (2014) En Afrique du Sud, ces intrusifs hybrides sont généralement riches en  $\text{SiO}_2$  ( $\text{SiO}_2 > 68$  wt. %) et présentent un ratio  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (0,5-1,5) élevé. Ils sont appauvris en Al ( $12 < \text{Al}_2\text{O}_3 < 14$  wt. %) et enrichis en ferromagnésiens ( $1 < \text{FeOt} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 < 7$  wt. %). Ils ont un caractère métalumineux ( $0,85 < \text{A}/\text{CNK} < 1,05$ ). En ce qui concerne les éléments traces, ils présentent un fort contenu en Rb et Th et des anomalies négatives en Ba et Sr. Ils sont à l'image des sanukitoïdes, riches en REE et HFSE ce qui induit un ratio Sr/Y faible. Le spectre de terres rares apparaît cependant faiblement fractionné avec une anomalie négative en Eu marquée.

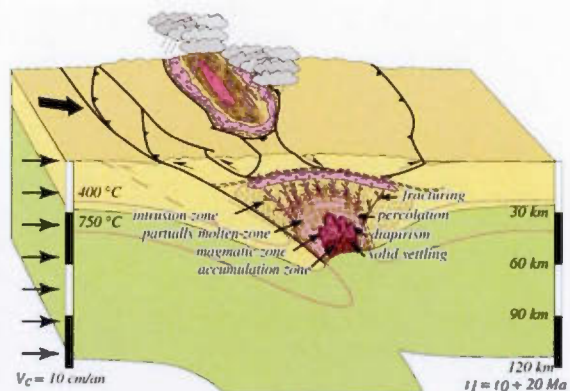
#### 2.4. La fusion partielle dans la géodynamique crustale : le modèle de ségrégation magmatique et de croûte continentale fondue

La croûte continentale peut être divisée en trois niveaux structuraux, de bas en haut (Figure 2.9 ; Vanderhaeghe, 2009) : 1) un niveau essentiellement granulitique composé essentiellement d'accumulation d'enclaves et de faciès réfractaires (« accumulation zone ») ; 2) des assemblages complexes de croûte profonde fondue (migmatites et diatexites) au faciès amphibolitique (« magmatic zone » et « partially molten zone ») ; 3) enfin, une zone d'intrusions (« intrusion zone ») composée de laccolithe de leucogranites connectés par des sills et des dykes granitiques connectés aux migmatites de la croûte moyenne à inférieure.

(a) Orogenic wedge formation  
- vertical channel flow  
- domal flow



(b) Continental plateau development  
- lateral channel flow  
- domal flow



(c) Orogenic gravitational collapse  
- horizontal channel flow  
- domal flow

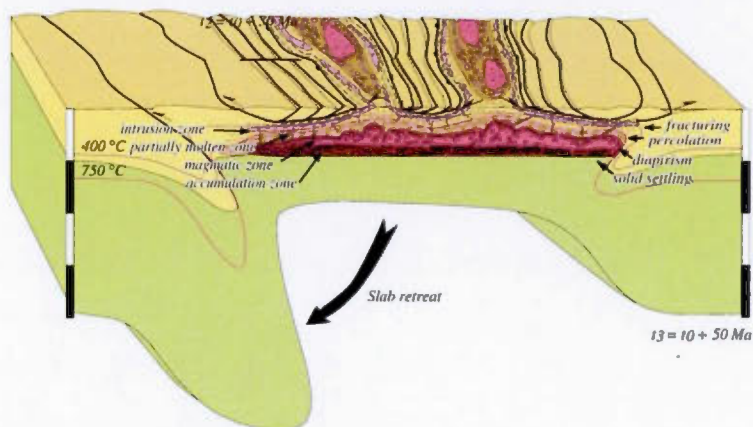
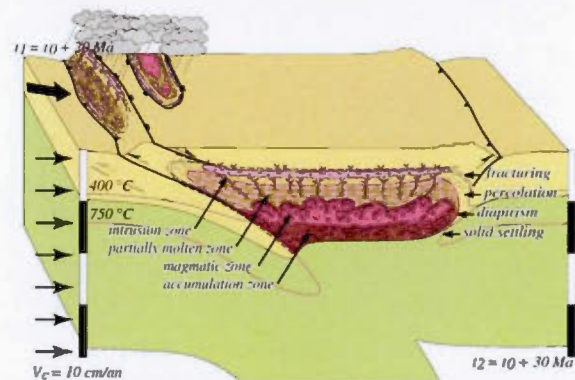


Figure 2.9 : Impact de la fusion partielle, de la migration magmatique et de la ségrégation magmatique dans la stratification de la croûte continentale et de la géodynamique crustale (Vanderhaeghe, 2009).

Cette organisation crustale semble être le fruit de l'effet combiné de la fusion partielle, de la migration des fluides et la ségrégation magmatique (Vanderhaeghe, 2009 ; Figure 2.10). Les processus de ségrégation magmatique en contexte de base de croûte et de migration magmatique crustale sont considérés comme les principaux facteurs responsables de la différenciation magmatique d'une croûte continentale (Sawyer, 1994 ; Vanderhaeghe, 2009). La ségrégation magmatique par fusion partielle provoque la formation de poches de leucosomes de composition granitique à l'échelle du grain et conduit, si elle est poussée, à l'effondrement de matrice solide mélanocrate provoquant à l'échelle de la croûte des instabilités gravitaires (Sawyer, 1994, 2001). Cette ségrégation magmatique s'opère lorsqu'un nombre conséquent de poches de leucosomes s'interconnectent sous forme d'un réseaux de liquides leucocrates granitiques parallèles à la limite des grains, permettant de séparer par drainage les liquides magmatiques leucocrates de composition granitique, des fractions solides magmatiques mélanocrates (Sawyer, 2001). Les gneiss gris de base de croûte fondue semblent donc correspondre à un enregistrement du processus de ségrégation magmatique (Sawyer, 2001).



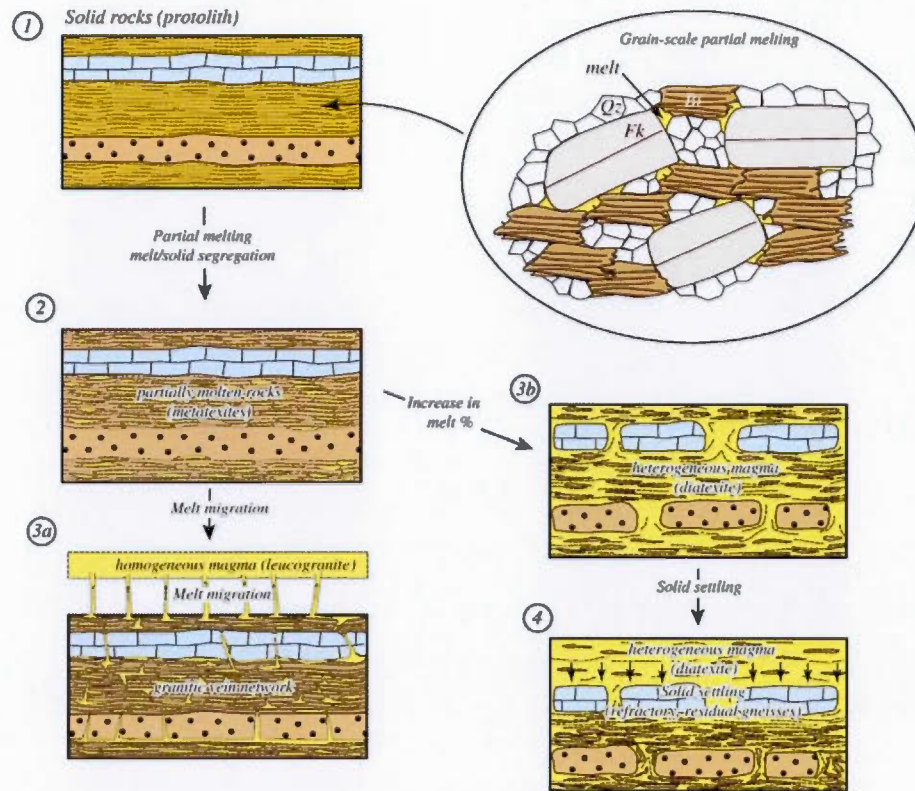


Figure 2.10 : Modèle d'évolution des deux phases magmatiques solides/liquides au cours du processus de fusion partielle (d'après Vanderhaeghe, 2009).

Bien que ce modèle soit en contexte globalement extensif, des auteurs tels que Cagnard *et al.*, (2006) et Chardon *et al.*, (2009) ont mis en avant l'existence possible au cours de l'Archéen de processus gravitaires en contexte convergent. Chardon *et al.*, (2009) définissent ainsi un nouveau type d'orogène archéen à savoir les « orogènes chauds » (Ultra-Hot-Orogens ou UHO ; Figure 2.11). La croûte profonde de ce type d'orogène apparaîtrait partiellement fondue (Chardon *et al.*, 2009). Dans ce cas, la déformation semble diffuse ne permettant pas de créer des reliefs topographiques élevés contrairement aux orogènes actuels (CO = « Cold Orogens »). Cependant, les UHO en contexte géodynamique de convergence s'accompagnent d'une cinématique rhéologique en trois dimensions permettant la mise en places de

flux gravitaires, et donc de phénomènes magmatiques ascendants (Chardon *et al.*, 2009).

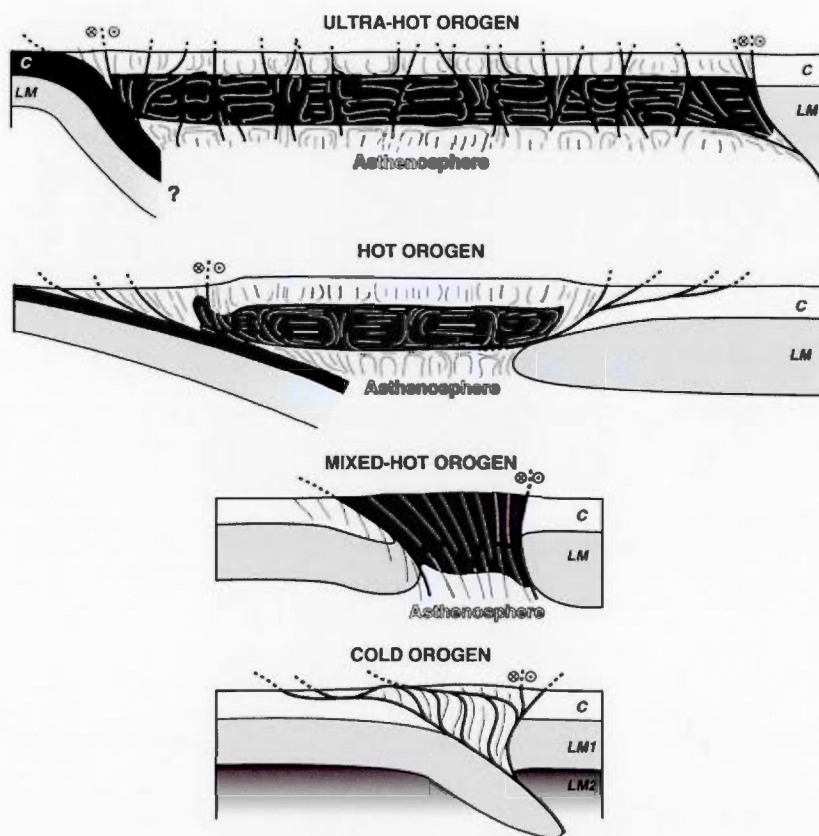


Figure 2.11 : Classification des types d'orogènes selon Chardon *et al.*, (2009) : 1) Ultra-Hot-Orogens (UHO) ; 2) Hot-Orogens (HO) ; 3) Mixed-Hot Orogens (MXO); 4) Cold-Orogen (CO).

L'état thermique de la terre a des conséquences directes sur son comportement rhéologique (Cagnard *et al.*, 2006). Durant l'Archéen, la température du Moho étant plus élevée, les contraintes structurales en contexte de convergence devaient être plus diffuses contrairement aux orogènes actuelles où la déformation apparaît localisée le long d'accidents structuraux d'échelle crustale. La Terre archéenne était plus chaude et globalement plus ductile qu'actuellement, ce qui expliquerait que les déformations

lithosphériques se distribuent sur de grandes surfaces et que la, déformation archéenne soit plus diffuse (Choukroune *et al.*, 1995 ; Harris *et al.*, 2014).

Il en ressort que la quantité de magmas ainsi produit par fusion partielle associée à la migration des produits de ségrégation entre les phases magmatiques liquides et solides par fusion partielle joue un rôle direct sur la géodynamique des croûtes lithosphériques chaudes archéennes.

## 2.5. Tectonique verticale *versus* tectonique horizontale à l'Archéen : réelle opposition ?

Le modèle « d'orogènes chauds » de Chardon *et al.*, (2009) met bien en évidence que l'opposition des modèles géodynamiques verticalistes et horizontalistes en ce qui concerne la tectonique archéenne s'apparente en réalité à une fausse opposition. En effet, l'opposition entre le « verticalisme » et l'« horizontalisme » semble en réalité opposer des comportements géodynamiques différents à des échelles géologiques différentes (croûte *versus* manteau supérieur + lithosphère). Les travaux de Chardon *et al.*, (2009) suggèrent que les deux modèles ne sont pas véritablement incompatibles. Ainsi, des mouvements rhéologiques gravitaires en contexte de convergence semblent clairement envisageables au niveau des « orogènes chaudes » archéennes (Figure 2.12).



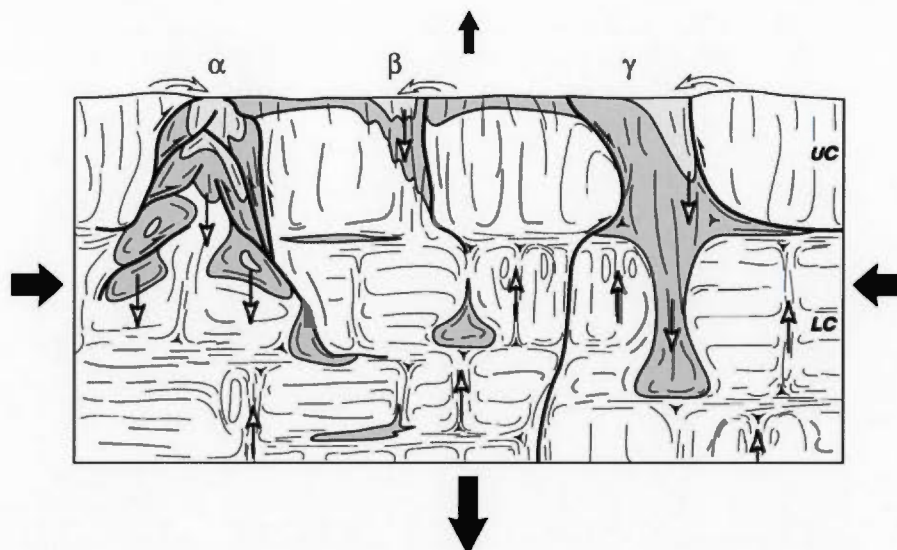


Figure 2.12 : Schématisation conceptuelle des phénomènes gravitaires comme réponse rhéologique d'une croûte chaude archéenne en contexte de convergence des plaques (selon Chardon *et al.*, 2009).

En réalité, cette opposition entre le « verticalisme » (*i.e.*, déformations lithosphériques induites par des plumes mantelliques) et « l'horizontalisme » (*i.e.*, déformations induites par la tectonique des plaques) s'apparente plutôt à une opposition en terme de régime convectif à savoir le « stagnant lid » *versus* « l'active lid » de O'Neill *et al.*, (2007). Le modèle de tectonique des plaques actuelles s'apparente à un type de convection de type « active lid » impliquant une croûte continentale froide plongeante dans un manteau convectif sous-jacent. Dans ce cas précis, le recyclage de la croûte continentale plongeante (« upper lid ») joue un rôle dans la construction thermique du manteau (O'Neill *et al.*, 2007). En contrepartie, un régime convectif de type « stagnant lid » correspond à un manteau convectif situé sous une épaisse lithosphère intact et immobile. Selon Harris *et al.*, (2014), le système convectif de type « stagnant lid » (Solomatov and Moresi 1996, 1997, 2000 ; Sleep, 2000 ; Van Thienen *et al.*, 2005 ; Ernst, 2007 ; Whittington *et al.*, 2009) est



caractérisé par une couverture rigide immobile dominée par un refroidissement conductif, tandis que se développe dans le manteau inférieur sous-jacent une série de cellules convectives évacuant la chaleur produite. Mais la véritable question est de savoir dans quelles conditions les contraintes associées à la convection sont assez importantes afin d'engendrer un mécanisme de subduction (O'Neill *et al.*, 2007)? Sachant que la force motrice nécessaire est fonction de la profondeur de la limite fragile-ductile, il semblerait qu'il faille dépasser cette force afin d'amorcer le mécanisme de subduction (O'Neill *et al.*, 2007).

Considérant la géodynamique archéenne, Harris *et al.*, (2014) suggèrent que la Terre durant l'Archéen a évolué sous un régime convectif de type « stagnant lid » sous un plateau océanique basaltique instable. À plus grande échelle (croûte + manteau) Bédard *et al.*, (2003, 2006, 2013, 2014 ; Figure 2.13) proposent une nouvelle approche qui va à l'encontre de l'approche par accretion latéral E-W dans le Nord-Est de la Province du Supérieur. Ils suggèrent un modèle d'imbrication latérale de grande échelle associée à des plumes mantelliques sous un régime convectif de type « stagnant lid » associé à une croûte continentale épaisse. Il est alors possible de comparer le comportement géodynamique de Vénus avec celui de la Terre au cours de l'Archéen (Harris *et al.*, 2014). Le comportement géodynamique de Vénus semble également évoluer sous un régime de type « stagnant lid » associé à des plumes mantelliques de grandes échelles affectant une croûte supérieure épaisse.

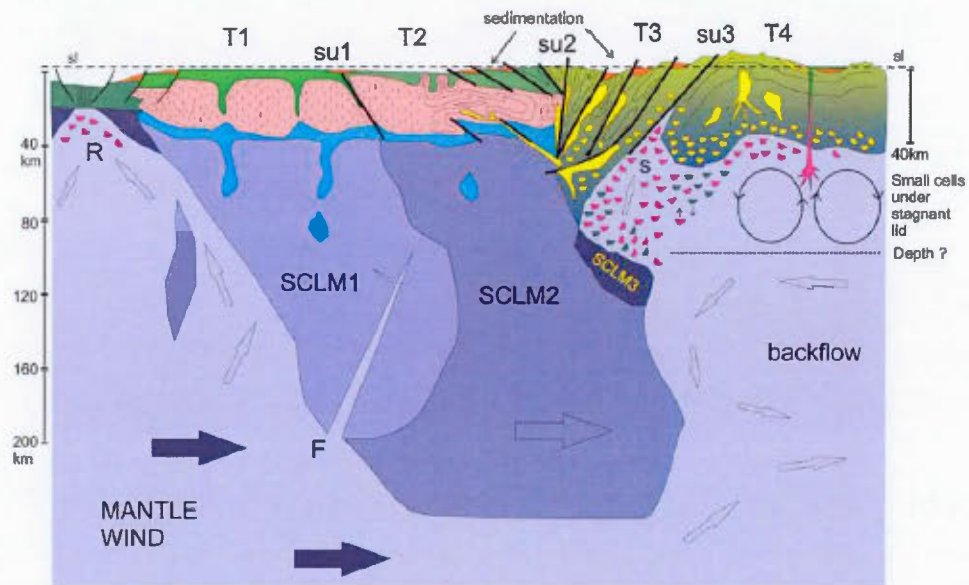


Figure 2.13 : Le modèle verticaliste « Snarc » de Bédard *et al.*, (2012).

À encore plus grande échelle (*i.e.*, l'intégralité du manteau), le modèle d'avalanche froide (Figure 2.14) décrit par Condie *et al.*, (1998) basé sur les travaux de Stein et Hofmann (1994) suggère l'existence de « supers événements » magmatiques responsables de la mise en place de larges plateaux océaniques surplombant de larges panaches mantelliques. Lorsque la croûte océanique subducte dans le manteau, il se produit à 660 km de profondeur un contraste de température qui induit la précipitation sous forme d'avalanche de la croûte océanique subductée jusqu'à la limite D'' (limite entre le noyau et le manteau). Cette avalanche provoque par convection la formation de plumes mantelliques responsables de la mise en place de larges plateaux océaniques. Ce modèle explique le caractère épisodique de la production de croûte continentale à l'Archéen associée à de supers événements magmatiques (Condie *et al.*, 1998).

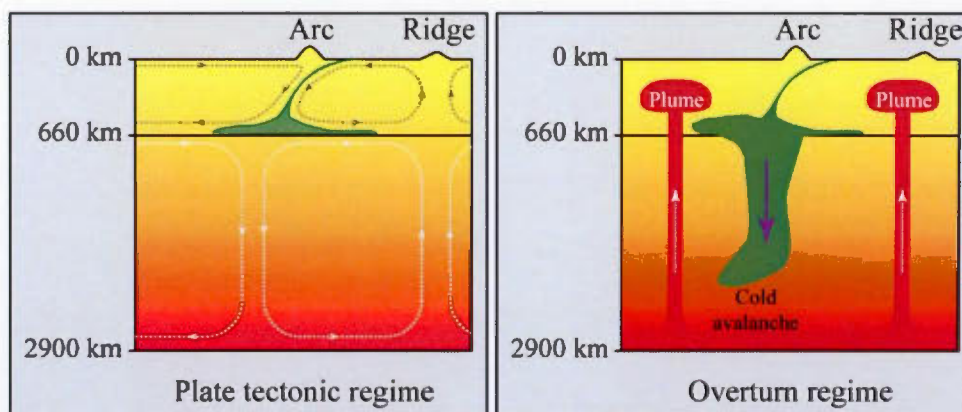


Figure 2.14 : Le modèle d'avalanche froide (d'après les travaux de Stein et Hofmann's 1994 ; Condie *et al.*, 1998 ; tiré de Martin *et al.*, 2014).

En Abitibi, le projet LITHOPROBE (projet de sismique réflexion Nord-Sud à travers l'Abitibi et l'Opatica) a permis de faire ressortir un réflecteur d'échelle lithosphérique (Figure 2.15) interprété par Calvert *et al.*, (1995) ; Calvert et Ludden (1999) comme une paléo-zone de subduction préservée durant 2690 Ma. Daigneault *et al.*, (2002) suggèrent une accréation N-S des provinces de l'Abitibi et du Pontiac accompagnée de phénomènes subductifs et transpressifs tardifs.

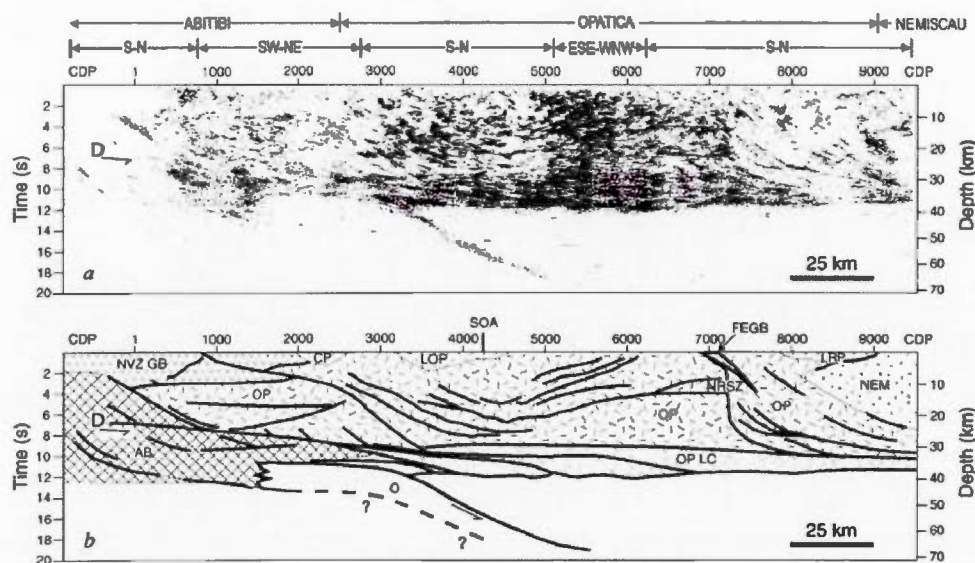


Figure 2.15 : Interprétation d'une partie du profil LITHOPROBE (d'après Calvert *et al.*, 1995).

Cependant, il n'y a pas de preuves de l'existence d'ophiolites, de schistes bleus, ou de tout autre marqueurs pouvant appuyer l'existence d'une subduction à l'Archéen. Bédard *et al.*, (2013), à partir d'études pétrologiques, géochimiques et géodynamiques mettent en évidence des arguments allant à l'encontre d'un processus de subduction archéen. Les arcs magmatiques archéens seraient des « constructions imaginaires sans existence objective » et l'interprétation de palé-zones de subductions est considérée comme « spéculative, non-unique et largement orientée » (Bédard *et al.*, 2013).

Harris *et al.*, (2014) apparaissent cependant en accord avec le modèle proposé par Benn (2006) et Benn et Moyen (2008) qui soulignent la possibilité que ce réflecteur d'échelle crustale soit lié à un contact lithologique marqué en base de croûte. Selon Benn et Moyen (2008), l'Abitibi et l'Opatiga seraient des reliques d'un large plateau océanique. L'Opatiga correspondrait ainsi à une croûte moyenne remaniée équivalente à l'Abitibi (Benn *et al.*, 1992). Selon Harris *et al.*, (2014), la Terre



archéenne correspondrait à une mosaïque de domaines crustaux de types plateaux océaniques situés au-dessus de petites cellules mantelliques convectives sous un régime de type « stagnant lid » instable.

Une des principales problématiques relatives à la géodynamique archéenne est de savoir comment s'effectue l'apport en eau jusqu'au manteau afin de favoriser le mécanisme de fusion magmatique. Le mécanisme de subduction semble être le seul mécanisme qui permet la mise en place d'un large volume de basalte hydraté à grande profondeur tout en permettant son recyclage dans le manteau (Martin *et al.*, 2014). Mais la fusion-déshydratation de la croûte inférieure silicatée hydratée peut aussi générer des magmas granitiques sous-saturés en eau (Whitney, 1988). L'eau apportée par un mécanisme de subduction ne serait donc pas indispensable (Harris *et al.*, 2014).

Par ailleurs, considérant que les tonalites semblent être les produits de fusion de basaltes océaniques de plateau hydratés enrichis en LILE, Martin *et al.*, (2014) montrent que la subduction de plateau océanique semble être l'alternative géodynamique la plus crédible durant l'Archéen qui permettent la formation de magmas tonalitiques. Les modifications géochimiques des roches intrusives tonalitiques à l'Archéen (augmentation du Mg# et du Sr par exemple) soulignent une augmentation progressive de l'impact du coin mantellique. Un modèle de « flat subduction » (subduction de faible pendage) est ainsi suggéré pour le début de l'Archéen car il est difficile de distinguer un signal géochimique impliquant la présence d'un coin mantellique. À la fin de l'Archéen (après 3,0 Ga), une augmentation du pendage (et donc un modèle de subduction proche de l'actuel) est suggéré à partir d'une modification géochimique enregistrée au niveau des roches intrusives tardi-archéennes.

À la lumière de cette étude bibliographique, il semblerait donc que les roches plutoniques soient des marqueurs de la différenciation de la croûte continentale au

cours de l'Archéen. Cependant, bien que des avancées notables aient été amenées au cours des dernières années sur les processus magmatiques impliqués dans l'évolution crustale archéenne, il n'existe aujourd'hui pas de véritable argument afin de trancher clairement sur le comportement géodynamique archéen. Il paraît difficilement concevable qu'une géodynamique de type subduction classique ait pu exister durant l'Archéen compte tenu du flux de chaleur supposé à cette époque. Il est difficile de trancher pour l'un ou l'autre des modèles proposés car seules les composantes granitiques extraites et différenciées sont connues (Moyen, 2014). Il est ainsi possible d'envisager une évolution magmatique et géodynamique diachrone au sein des différents cratons archéens. De plus, il est également envisageable d'imaginer une superposition des comportements géodynamiques archéens. À partir des différents travaux présentés au cours de cette analyse critique, il semblerait qu'avant 3,0 Ga la géodynamique archéenne puisse se rapprocher du modèle convectif mantellique de type « stagnant lid » pour évoluer vers un état convectif de type « active lid » à la fin de l'Archéen, ce que laisse clairement entrevoir la géochimie des granites tardi-archéens après 3,0 Ga.

### CHAPITRE III

#### CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL DU NORD-EST DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR (NEPS)

*Ce chapitre a pour principal objectif de présenter le contexte géologique du Nord-Est de la Province du Supérieur (NEPS) ainsi que les différents travaux antérieurs effectués dans la région étudiée.*

### 3.1. La Province du Supérieur

La Province du Supérieur (Canada ; Figure 3.1), avec une superficie de 1,6 millions de kilomètres carrés apparaît comme le craton archéen le plus important actuellement exposé à la surface de la Terre (Hocq, 1994 ; Card et Poulsen, 1998 ; Simard *et al*, 2008).

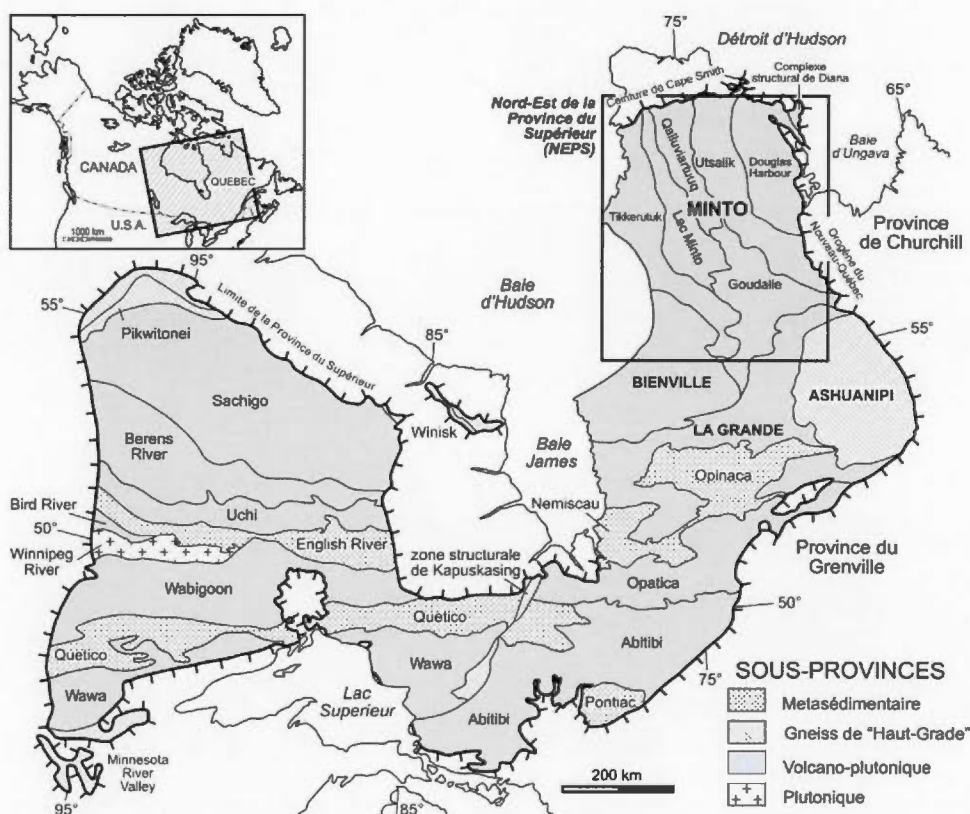


Figure 3.1 : Subdivisions de la Province archéenne du Supérieur, Canada et localisation du Nord-Est de la Province du Supérieur (modifiée de Simard *et al.*, 2008).

La Province du Supérieur est limitée à l'est, au nord et à l'ouest par les roches protérozoïques de l'orogène trans-Hudsonienne. Au Sud-Est, la Province est bordée par l'orogénèse protérozoïque Grenvillienne. Elle est subdivisée en plusieurs sous-



provinces à partir de critères lithologiques, structuraux, métamorphiques, géochronologiques et géophysiques (Card et Poulsen, 1998 ; Simard *et al.*, 2008). On y distingue des sous-provinces plutoniques, métasédimentaires, volcano-plutoniques et métamorphiques (gneiss de haut-grade). Le Nord-Est de la Province du Supérieur est considéré comme une sous-province volcano-plutonique de haut-grade métamorphique. Cependant, avec 90% de roches plutoniques, le NEPS apparaît bien différent de l'Abitibi par exemple. En effet, l'Abitibi est constituée de ceintures de roches vertes et d'assemblages plutoniques de croûte moyenne. En revanche le NEPS, avec seulement 10% de ceintures de roches vertes expose essentiellement des assemblages magmatiques de croûte moyenne à inférieure. Cette sous-province s'apparente donc plus à une sous-province de gneiss de haut-grade métamorphique plus proche en apparence de l'Ashuanipi que de l'Abitibi.

### 3.2. Le Nord-Est de la Province du Supérieur

Le Nord-Est de la Province du Supérieur (NEPS), d'une superficie de 350 000 km<sup>2</sup>, est l'un des plus grands blocs continentaux néoarchéens du monde (Figure 3.1 et 3.2 ; Annexe A). Il est bordé ; (1) au Nord, par la ceinture paléoprotérozoïque de Cap Smith qui repose en discordance sur le socle archéen ; (2) à l'Est, par les roches paléoprotérozoïques de l'Orogène du Nouveau-Québec ; (3) à l'Ouest, par les roches du Protérozoïque inférieur du graben du golfe de Richmond ; (4) et au Sud par les sous-provinces archéennes de La Grande et d'Ashuanipi. Le NEPS, subdivisé en plusieurs sous-provinces, terranes et domaines, est principalement composé de roches plutoniques néoarchéennes de la série plutonique des TTG (Tonalite-Trondjémite-Granodiorite). Cette portion du craton du Supérieur expose 1,2 milliards d'années d'évolution magmatique (de 3830 Ma à 2630 Ma ; Boily *et al.*, 2009). Si l'on exclue la ceinture de roches vertes de Nuvvuaguittuq (datée à 3830 Ma ; David *et al.*, 2009), le NEPS expose en fait 200 Ma d'évolution magmatique (2800 à 2630 Ma). Les suites

plutoniques felsiques sont les plus répandues avec 40% de tonalites, 15% de granodiorites, 20% de granites et de moins de 1% de monzonites, carbonatites et syénites (Simard *et al.*, 2008). Cependant une bonne partie de roches considérées comme des tonalites (40%) ne sont sans doute pas des roches plutoniques à proprement parler, mais plutôt des gneiss gris ou des migmatites. Les suites volcano-sédimentaires et de complexes métasédimentaires complètent ce cadre géologique et représentent moins de 10% de la surface totale : ces ceintures sont minces, étirés en longueur et se noient dans les masses plutoniques du NEPS (Maurice *et al.*, 2009).

Le grain structural régional présente une direction NNW-SSE contraire à celui que l'on retrouve dans les sous-provinces du sud de la Province du Supérieur. Ces dernières présentent en effet une orientation E-W. Percival *et al.*, (2006) suggèrent que ce changement d'orientation semble être liée à une collision avec un proto-craton préexistant au cours de l'histoire magmatique néoarchéenne du NEPS. Malheureusement, cette supposition demeure hypothétique car peu d'analyses structurales détaillées ont été réalisées au cours des travaux antérieurs dans la région.

### 3.2.1. Les travaux antérieurs menés dans le NEPS

Les premiers travaux dans le Nord-Est de la Province du Supérieur ont été effectués par la Commission Géologique du Canada (Bell, 1877, 1885 ; Low, 1889, 1898, 1902). Dans les années 1980, d'importants travaux menés par Card et Ciesielski (1986) ont permis de présenter la première subdivision de la province du NEPS en quatre sous-provinces distinctes (Minto, Bienville, La Grande et Ashuanipi). Les travaux de cartographie au 1/500 000<sup>e</sup> le long de la rivière aux Feuilles (Percival et Card, 1994) a abouti à la subdivision en domaines du NEPS en utilisant des critères géologiques et géophysiques. Ces différents domaines correspondraient à l'accrétion latérale d'arcs magmatiques orientés N-S (Percival *et al.*, 2001).

Enfin, le programme de cartographie Grand Nord (1997-2003) réalisée par le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (MÉRN) a mis en évidence une nouvelle carte de suites plutoniques et supracrustales du NEPS à partir d'observations de terrain, d'échantillonnage géochimique et géochronologique au cours d'un ambitieux programme de cartographie régional (Simard *et al.*, 2008). Ce travail réalisé par le MERN a permis d'infirmer ou de confirmer les premières subdivisions du NEPS.

A partir de ces différents travaux, nous proposons de classifier les unités magmatiques différenciées du NEPS en trois groupes distincts (Figure 3.2) : 1) les assemblages complexes de base de croûte fondue ou migmatites ; 2) les gneiss gris ; 3) et les suites plutoniques supracrustales. Cependant, il apparaît sur la carte suivante (Figure 3.2) que certains des « plutons supracrustaux » sont en fait enchassés dans les « complexes de base de croûte ». Ces plutons peuvent ainsi être assimilés à des accumulations locales de liquides dans les diatexites de TTG de la croûte inférieure et pas des plutons supracrustaux.



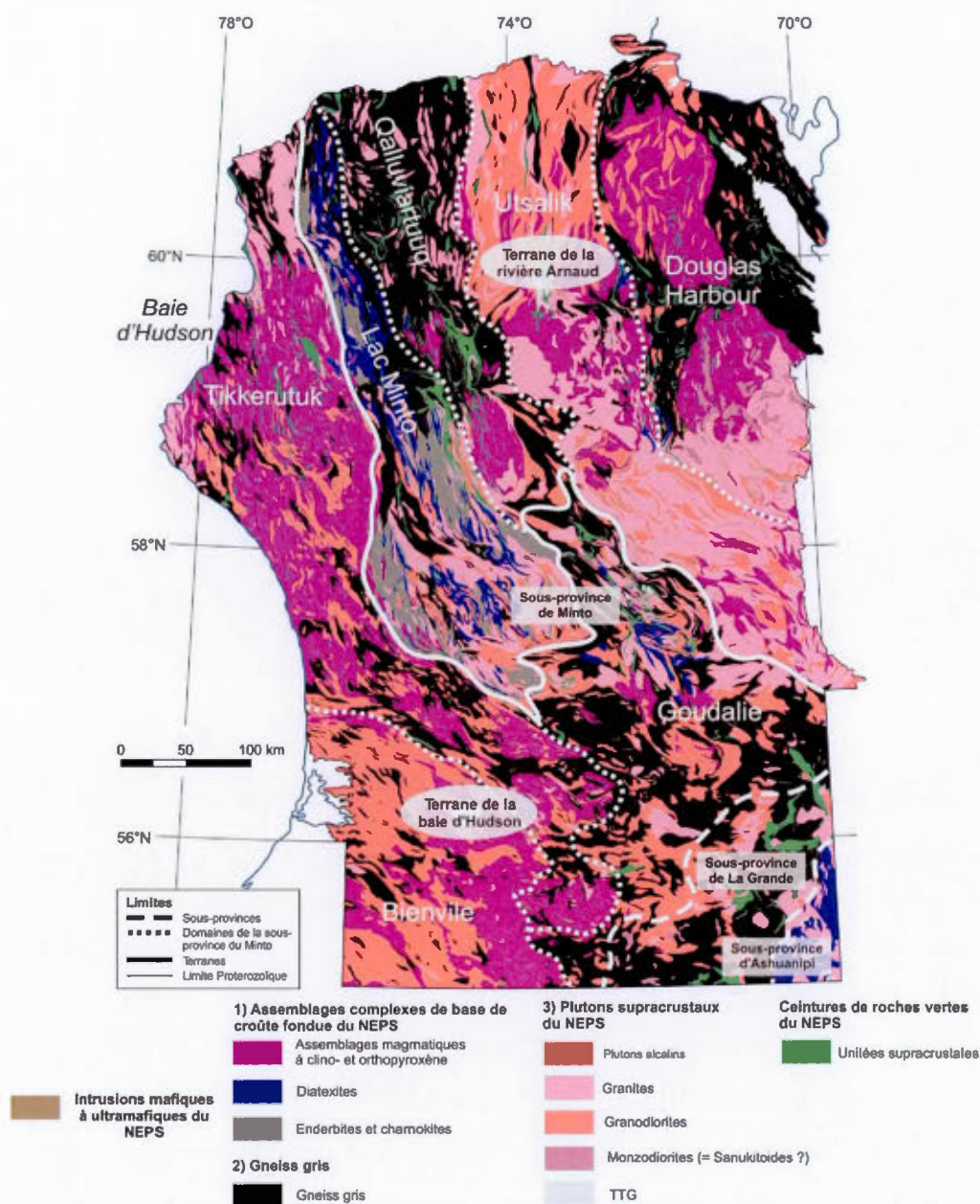


Figure 3.2 : Cartographie simplifiée de assemblages complexes de croûte profonde fondue, des suites plutoniques et supracrustales du NEPS définie à partir des travaux du MÉRN.



### 3.2.2. Terranes, sous-provinces géologiques et domaines du NEPS

Trois sous-provinces ont été définies au sein du NEPS à l'aide de critères géologiques et géophysiques (Figure 3.2) :

- 1) la sous-province de La Grande (âges modèles du néodyme  $T_{DM} = 2800-3300$  Ma ; Boily *et al.*, 2006, 2009 ; Figure 3.2) montre une signature magnétique globale faible. Elle est orientée E-W depuis la Baie James jusqu'au Nord du réservoir Caniapiscau et est principalement composée de suites plutoniques felsiques. La limite entre les sous-provinces de La Grande et du Minto n'apparaît cependant pas claire. Les suites plutoniques tonalitiques de Coursolles et de Favard (2760 à 2740 Ma) ainsi que les suites granitiques de Tramont et de Maurel (de 2707 à 2686 Ma) correspondent aux suites plutoniques felsiques caractéristiques de cette région. Ces dernières traversent la limite actuellement fixée entre les deux sous-provinces ;
- 2) la sous-province d'Ashuanipi (Figure 3.2), située dans le sud-est du NEPS, représente un segment du bouclier Canadien de 300 km par 300 km et présente une signature magnétique positive relativement marquée. Il s'agit d'un complexe de haut-grade métamorphique composé principalement de paragneiss migmatitique (Simard *et al.*, 2008). Ce complexe métamorphique granulitique est recoupée par des intrusions tardi-archéennes tonalitiques, granodioritiques, granitiques et syénitiques ;
- 3) la sous-province du Minto (Figure 3.2) est composée de domaines volcano-plutoniques hétérogènes d'orientation NNW-ESE. Cette sous-province présente une hétérogénéité en termes de susceptibilité magnétique ce qui a conduit à sa division en plusieurs domaines d'orientation globalement N-S. Ils ont également été définis à partir des suites stratigraphiques dominantes caractérisées par les études de terrain antérieurs de Percival et Card, (1994) ; Percival *et al.*, (1995a, 1996a, 1997a) ; Leclair *et al.*, (2006) ; Simard *et al.*, (2008.). Cependant, des événements magmatiques dans le Minto affectent plusieurs domaines en même temps, suggérant une histoire magmatique commune entre les subdivisions du Minto au cours des différentes

périodes de son évolution tectonomagmatique et remettant ainsi en doute les limites entre domaines précédemment établies.

Deux terranes distincts (Figure 3.2), soit celui de la rivière Arnaud ( $T_{DM} = 3000$  à  $2800$  Ma) et celui de la Baie d'Hudson ( $T_{DM} = 3900$  à  $2900$  Ma), ont été définis à l'aide d'une compilation des âges modèles du Nd (Néodyme ; Boily *et al.*, 2009). Les études effectuées par Stevenson *et al.*, (2006) et Boily *et al.*, (2009) ont permis, d'une part de poser les limites de nucléis paléo- à méso-archéen, et, d'autre part de contraindre les âges des différents domaines magmatiques du NEPS (Bienville, Tikkerutuk, Goudalie, La Grande, Lac Minto, Utsalik, Qalluviartuuq et Douglas Harbour). Le terrane de la Rivière Arnaud, situé dans la partie nord-est du Minto, est ainsi considéré comme le plus jeune des deux (Boily *et al.*, 2009). Les deux terranes évoluent distinctement avant  $2740$  Ma. Le pic métamorphique de la région, estimé à  $2740$  Ma, est souligné par une augmentation du potassium dans les phases magmatiques plutoniques néoarchéennes. Après  $2740$  Ma, le terrane de la Rivière Arnaud et celui de la Baie d'Hudson évoluent ensemble d'une manière complexe ce qui est clairement mis en évidence par les teneurs en potassium des intrusions magmatiques tardi-archéennes qui traversent les frontières des deux terranes.

Au cœur de ces terranes, les travaux antérieurs de Percival et Card (1994) ; Percival *et al.*, (1995a, 1996a, et 1997a) ; Leclair, (2005) ont permis de subdiviser le NEPS en huit domaines (ou sous-provinces) géologiques à partir de critères géologiques et géophysiques appuyés par les études sur les âges modèles au néodyme de Rabeau (2003) ; Stevenson *et al.*, (2006) et Boily *et al.*, (2009 ; Figure 3.2) :

- 1) le domaine de Bienville ( $T_{DM} = 3200$ - $2900$  Ma), situé dans le sud-ouest du NEPS, est principalement composé de suites de granodiorites et de granites. La suite de Desbergères ( $2720$  à  $2710$  Ma) est une suite de granodiorite typique de ce domaine ;
- 2) le domaine Tikkerutuk ( $T_{DM} = 3900$ - $2900$  Ma) est caractérisé par la suite plutonique à clino- et orthopyroxène de Loups Marins ( $2735$  à  $2705$  Ma). Il se

caractérise également par de petites intrusions mafiques à ultramafiques appartenant à la suite de Qullinaaraaluk (2720 à 2705 Ma). Des ceintures de roches vertes démembrées sont incluses dans les suites plutoniques. L'une d'elles correspond à l'ancienne ceinture de roches vertes Nuvvuagittuq ;

3) le domaine du Lac Minto ( $T_{DM} = 2820-2760$  Ma) montre les vestiges d'un ancien bassin sédimentaire caractérisé par des suites métasédimentaires (le complexe de Le Roy ; 2697 à 2668 Ma), diatexitiques et volcano-sédimentaires (complexe de Kogaluc et complexe de Mézard 2760 Ma) ;

4) le domaine de Qalluviartuuq ( $T_{DM} = 2820-2760$  Ma) est marqué par les plus anciennes suites volcano-sédimentaires du NEPS. Les ceintures de roches vertes de Qalluviartuuq-Payne et de Duquet sont les plus typiques de ce domaine ;

5) le domaine de Goudalie ( $T_{DM} = 3300-2800$  Ma) est caractérisé par les suites de tonalite-trondjémite de Favard (2766 à 2740 Ma) et Coursolles (2758 à 2756 Ma). Les suites granodioritiques (Desbergères) et granitiques (Tramont et Maurel) recoupent les séries de TTG et traversent les frontières du domaine de Goudalie ;

6) le domaine d'Utsalik ( $T_{DM} = 2820-2760$  Ma) montre une grande anomalie magnétique géophysique NW-SE. Il est caractérisé par des suites de granodiorites, de granites et d'intrusions enderbitiques tardives ;

7) deux grands complexes ovoïdes (complexe de Troie, de 2741 à 2722 Ma et complexe de Quimussinguat, 2734 Ma) et une importante suite tonalitique (Suite Faribault-Thury ; 2785 à 2775 Ma) composent le domaine de Douglas Harbour ( $T_{DM} = 2820-2760$  Ma) situé à l'extrême nord-est du NEPS.

Cette subdivision en sous-provinces, terranes et domaines lithotectoniques associés aux données géochronologiques a permis une reconstitution tectonomagmatique résumée dans la *section 2.2.3.* à partir des travaux antérieurs de Percival et Skulski (2000), Percival *et al.*, (2001), Leclair, (2005), Leclair *et al.*, (2006), Boily *et al.*, (2009) et Maurice *et al.*, (2009).



### 3.2.3. Synthèse des données existantes sur l'évolution tectonomagmatique du Nord-Est de la Province du Supérieur (NEPS)

Cette section a pour objectif de proposer un modèle d'évolution tectono-magmatique de la géologie des suites magmatiques du Nord-Est de la Province du Supérieur à partir des données existantes. La description des processus magmatiques ne se fera cependant pas dans cette section, mais de manière originale dans le *chapitre IV*.

Au cours de son histoire géologique, le magmatisme du NEPS évolue d'un stade sodique primaire souligné par l'abondance de suites tonalitiques, avant 2740 Ma, à un stade potassique final (avec la mise en place de suites granodioritiques, de suites granitiques et d'intrusions alcalines tardi-archéennes) après 2740 Ma. En résumé, six périodes tectonomagmatiques (Figure 3.3) caractérisant l'évolution plutonique du NEPS pendant l'Archéen peuvent être définies à l'aide des données géochimiques et des reconstructions géochronologiques :

- (1) avant 3000 Ma, la seule entité géologique préservée au sein du NEPS correspond à la ceinture de roches vertes de Nuvvuagittuq datée à 3800 Ma. De nombreux zircons hérités date de cette période et suggèrent l'existence d'une croûte continentale préexistante remobilisée durant la mise en place des unités plutoniques plus récentes (Simard *et al.*, 2008) ;
- (2) de 2880 à 2800 Ma, de grandes unités de roches supracrustales se mettent en place. Des basaltes tholéitiques, des coulées de komatites et des formations de fer apparaissent au sein du NEPS au cours de cette période ;
- (3) de 2800 à 2740 Ma, des suites plutoniques de tonalite-trondjémite (TT) ainsi que des gneiss tonalitiques telles que les suites plutoniques de Favard et de Coursolles se mettent en place ;
- (4) de 2740 à 2700 Ma, de volumineuses suites plutoniques de type GGM (Granodiorite-Granite-Monzogranite; un monzogranites étant généralement riche en



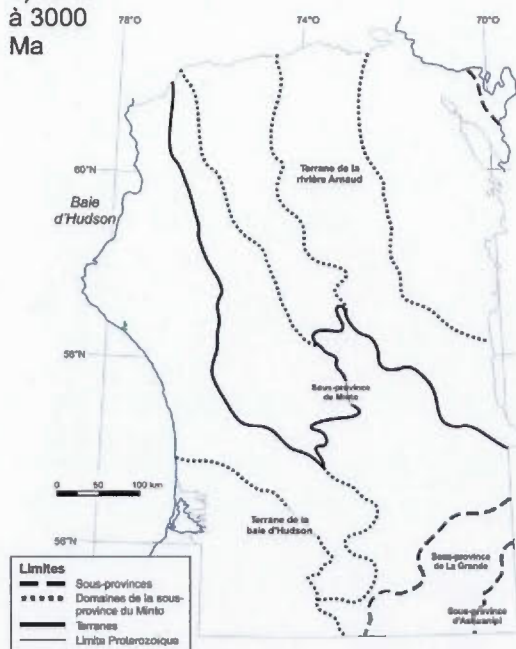
feldspaths) riches en potassium ainsi que des unités à ortho-et clinopyroxènes apparaissent et recoupent les unités précédentes ;

(5) de 2700 à 2680 Ma, des plutons différenciés de granites à biotite, des granodiorites, des pegmatites et des monzonites à quartz ainsi que des diatexites se mettent en place ;

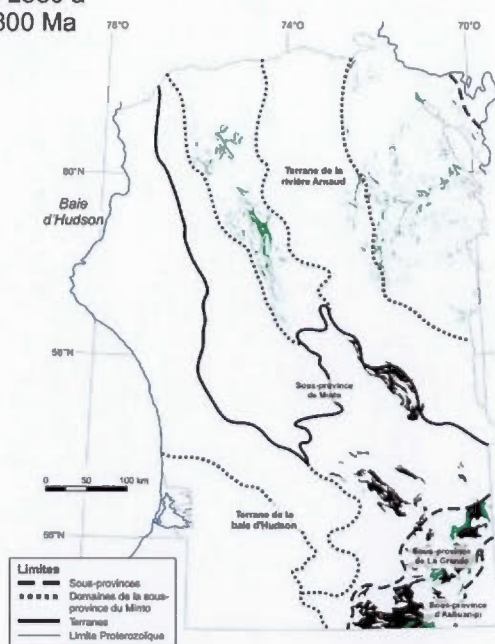
(6) de 2680 à 2620 Ma, des intrusions de syénites et de carbonatites se mettent en place le long de grands accidents structuraux crustaux tardi-archéens.

L'histoire protérozoïque du NEPS est marquée par la mise en place de dikes mafiques au Protérozoïque. Elle est également soulignée par la mise en place de manière discordante des unités supracrustales de l'orogène du Nouveau-Québec à l'Est, de la ceinture de Cape Smith au Nord ainsi que des roches sédimentaires du graben de Richmond Gulf au sud-ouest.

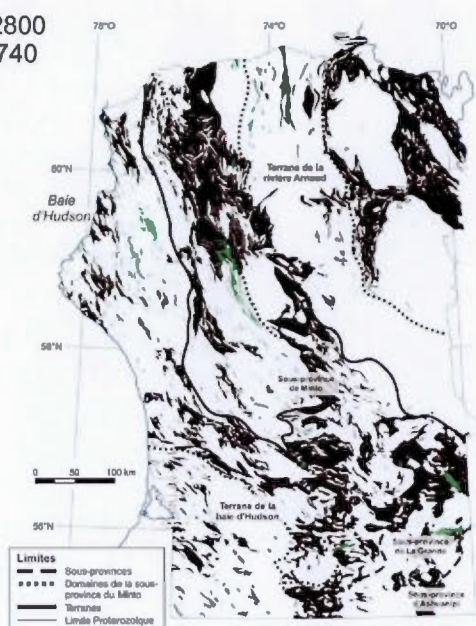
1) 3840  
à 3000  
Ma



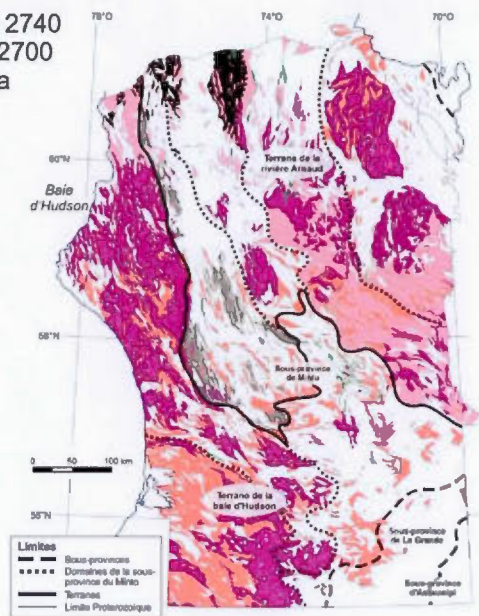
2) 2880 à  
2800 Ma



3) 2800  
à 2740  
Ma



4) 2740  
à 2700  
Ma



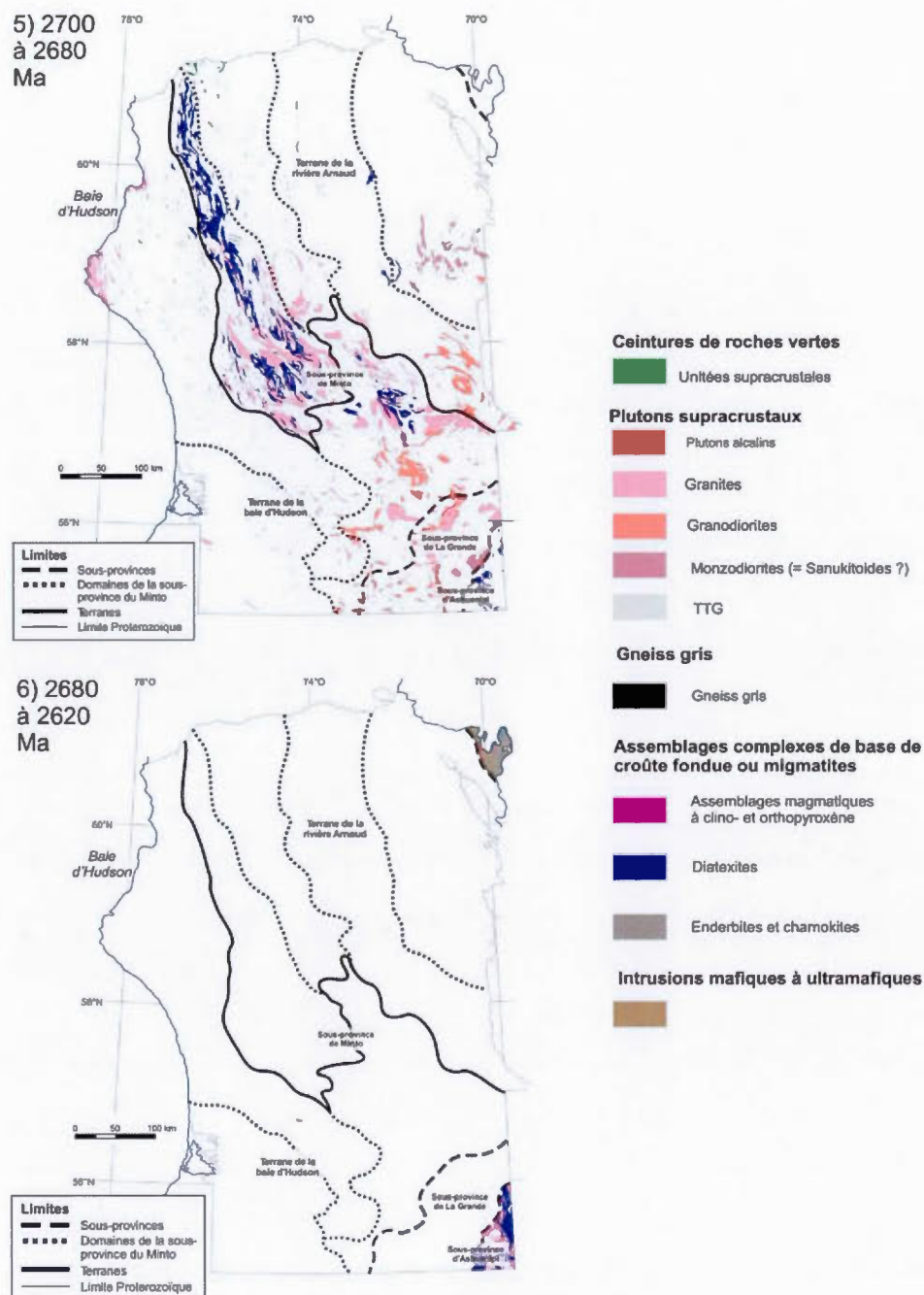


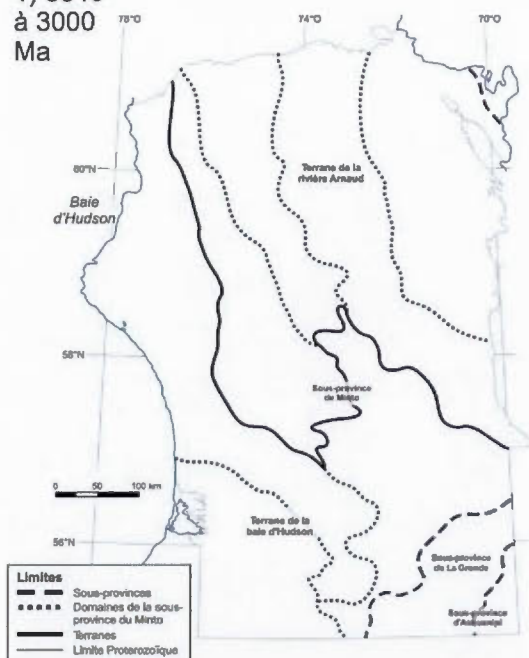
Figure 3.3 : Les six périodes d'évolutions magmatiques simplifiées du NEPS définies ici.

### 3.3. Caractéristiques géologiques et géochronologiques des suites plutoniques différenciées du Nord-Est de la Province du Supérieur (NEPS)

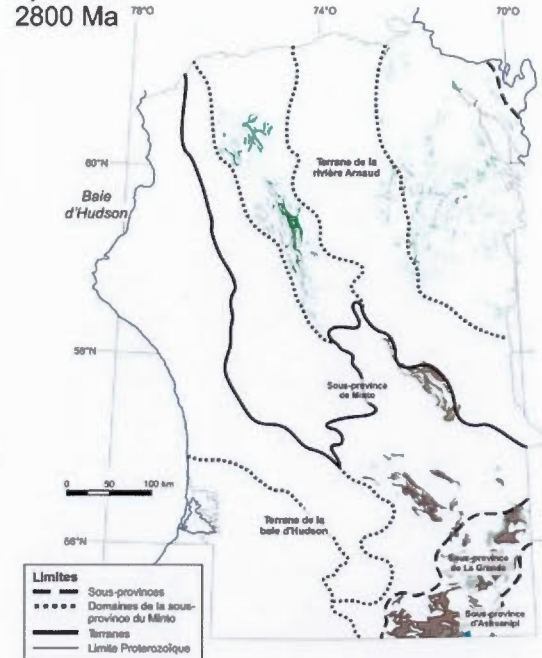
Les caractéristiques géologiques des suites plutoniques différenciées du NEPS peuvent ainsi être synthétisées à partir des travaux de cartographie du MERN et de la synthèse géologique de Simard *et al.*, (2008) en respectant la géochronologie des événements magmatiques ayant affectés le NEPS (Figure 3.4).



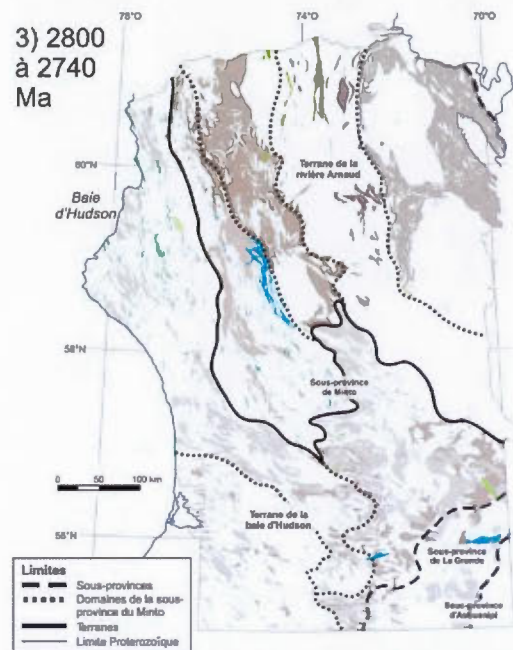
1) 3840  
à 3000  
Ma



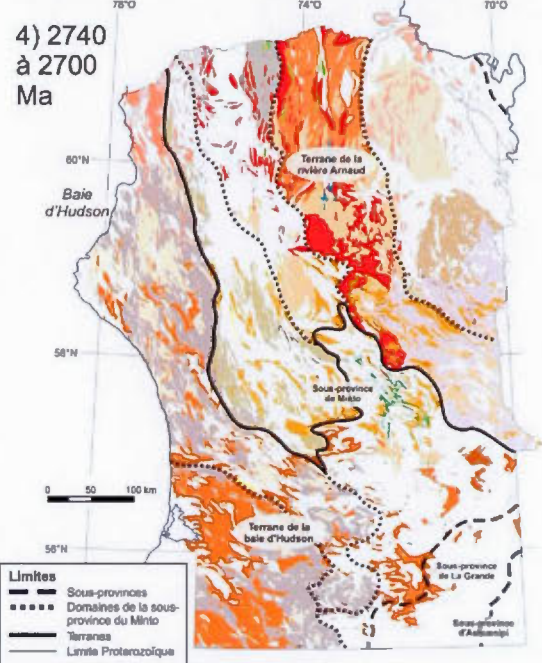
2) 2880 à  
2800 Ma



3) 2800  
à 2740  
Ma



4) 2740  
à 2700  
Ma



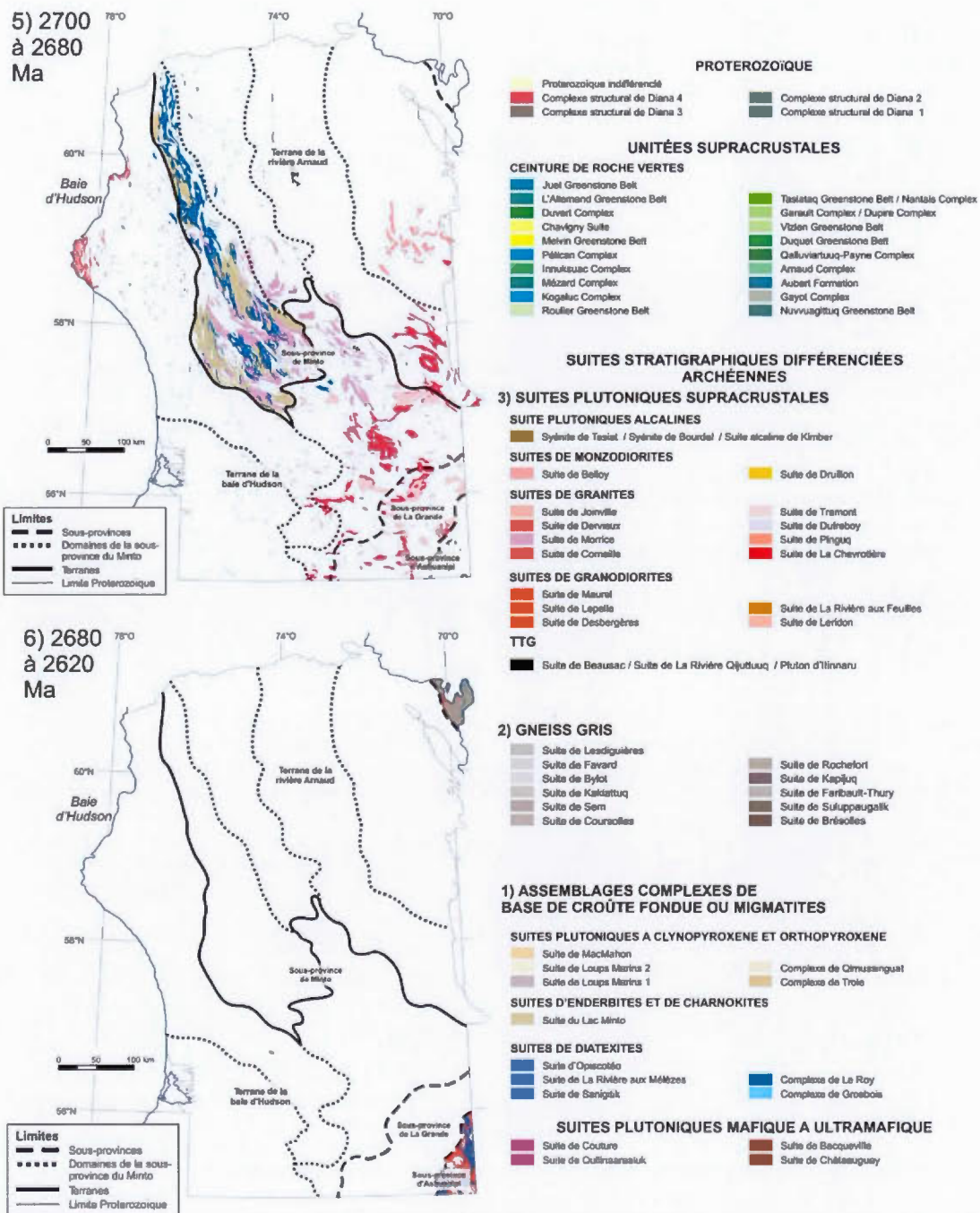


Figure 3.4 : Les six périodes d'évolutions tectonomagmatiques du NEPS définies ici.

### 3.3.1. Les assemblages complexes hétérogènes de croûte profonde fondue du NEPS (ou migmatite)

#### 3.3.1.1. Les suites de diatexites du NEPS

Les suites plutoniques de diatexites du NEPS correspondent aux suites d'Opiscotéo, de La Rivière aux Mélézes, de Sanigitik, du Complexe de Le Roy et du Complexe de Grosbois (Figure 3.4). Ces unités de diatexites sont généralement les produits de la migmatisation de paragneiss préexistant. La fusion magmatique a engendré la formation de mobilisats de composition granodioritique à granitique qui peuvent représenter jusqu'à 50% de la roche encaissante (Simard *et al.*, 2008). Ces mobilisats se retrouvent localisés dans les plans de foliations migmatitiques (Simard *et al.*, 2008). La minéralogie de ces unités diatexitiques est essentiellement constituée de biotite, orthopyroxène, clinopyroxène, hornblende, grenat, andalousite, sillimanite et cordiérite (Figure 3.5 et 3.6). Ces assemblages diatexitiques correspondent donc aux produits de fusion de protholites sédimentaires pré-existants et ayant fusionnés entre 2700 et 2680 Ma (période tectonomagmatique 5 ; Figure 3.4). Le Complexe de Le Roy ( $2697 \pm 1$  Ma,  $2668 \pm 22$  Ma ; Figure 3.4), situé dans le domaine du Lac Minto, est constitué de diatexites et de paragneiss migmatitisés interprétés comme le produit de fusion d'un vaste bassin sédimentaire de 450 km de long d'orientation NW-SE (Percival *et al.*, 1991 ; Berclaz *et al.*, 2003 ; Leclair *et al.*, 2000 ; Maurice *et al.*, 2004, 2005 ; Parent *et al.*, 2000, 2002 ; Simard *et al.*, 2005, 2008 ; Figure 3.4). Les roches sédimentaires auraient fondu entre 2698 et 2668 Ma (Simard *et al.*, 2008).

#### 3.3.1.2. Les suites plutoniques à ortho- et clinopyroxène du NEPS

Les suites plutoniques à ortho- et clinopyroxènes sont nombreuses au cœur du Nord-Est de la Province du Supérieur et correspondent aux suites de MacMahon, au complexe de Qimussinguat et de Troie et à la suite plutonique de Loups Marins (Figure 3.4). Elles se mettent en place entre 2740 Ma et 2700 Ma (période



tectonomagmatique 4 ; Figure 3.7). Elles témoignent d'un contexte magmatique de croûte profonde fondue ce qui semble récurrent après 2740 Ma dans la région. Au niveau minéralogique, ce sont essentiellement des roches à clino- et orthopyroxènes. Le complexe de Qimussinguat (2740-2720 Ma) et le complexe de Troie (2741 $\pm$ 8 Ma, 2734 $\pm$ 5 Ma, 2722 $\pm$ 3 Ma) sont deux massifs ovoïdes localisés dans la partie nord-est de la sous-province de Minto, dans le domaine de Douglas Harbour à l'intérieur du terrane de la Rivière Arnaud (Figure 3.4). Ces deux massifs plutoniques subcirculaires présentent les mêmes caractéristiques géologiques et semblent liés à un même événement magmatique (Simard *et al.*, 2008). Le complexe de Qimussinguat est principalement composé d'orthogneiss à orthopyroxène, d'intrusions de charnockites (tonalites), de granodiorites, de granites et de lithologies dioritiques (Madore *et al.*, 1999, 2000, 2001, Percival *et al.*, 2001, Leclair *et al.*, 2003, Simard *et al.*, 2008). Le complexe magmatique de Troie est principalement composé d'orthogneiss à orthopyroxènes, de charnockites, d'enderbites, d'opdalites et de diorites à hypersthènes (Madore *et al.*, 1999 ; Percival *et al.*, 2001 ; Simard *et al.*, 2008). Les lithologies de ces deux complexes magmatiques contiennent 10 à 60% de mobilisât felsique à deux pyroxènes. Des intrusions et des enclaves de gabbronorites recoupent les lithologies mentionnées précédemment.

La suite plutonique des Loups Marins (entre 2735 et 2720 Ma pour les roches à orthopyroxène et entre 2715 et 2705 Ma pour les roches à clinopyroxène) est située dans la partie sud-ouest et à l'extrême ouest du territoire du NEPS dans le domaine de Tikkerutuk et de Bienville dans le terrane de la Baie d'Hudson (Figure 3.4). Les roches à clinopyroxène présentent un âge allant de 2730 à 2720 Ma ce qui montre que ces dernières peuvent être contemporaines des lithologies à orthopyroxène. L'unité à clinopyroxène de la suite des Loups Marins est principalement composée de tonalites, de diorites quartzifères, de granodiorites et de granites. Au niveau minéralogique, cette unité contient un plagioclase bourgogne qui donne une teinte violacée à l'unité



stratigraphique. Les lithologies qui composent l'unité d'orthopyroxène sont des enderbites, des diorites quartzifères à hypersthènes, des opdalites (roches de type dioritique à pyroxène et micas noirs) et des charnockites. L'unité à orthopyroxènes présente une teinte brune verdâtre. Cette sous-unité contient des amphibolites, des diorites, des enclaves de paragneiss et des gabbonorites, des diorites à hypersthènes et quelques roches ultramafiques (Gosselin *et al.*, 2001, 2002 ; Parent *et al.*, 2002 ; Simard *et al.*, 2003, 2004, 2005 ; Roy *et al.*, 2004 ; Maurice *et al.*, 2004, 2005).

Les deux sous-unités de la suite de Loups Marins pourraient être issues du même magma qui évolue d'un état anhydre à hydraté (Simard *et al.*, 2008). Stratigraphiquement, la relation entre les suites de Loups Marins et les suites de MacMahon n'est pas encore claire. Simard *et al.*, (2008) supposent un lien génétique entre les deux unités stratigraphiques.

#### 3.3.1.3. La suite plutonique d'enderbites et de charnokites du NEPS

La suite plutonique du Lac Minto (2735-2710 Ma ; période tectonomagmatique 5 entre 2700 Ma et 2680 Ma ; Figure 3.4 et 3.7) est essentiellement constituée de roches plutoniques à orthopyroxène (Leclair *et al.*, 2000 ; Parent *et al.*, 2000 et 2002 ; Percival *et al.*, 1992 et 2001 ; Simard *et al.*, 2005 et 2008). Elle se compose essentiellement d'enderbites verdâtres qui peuvent être constituées d'une phase charnokitique. La présence de nombreuses enclaves donne un aspect diatexitique à cette suite plutonique (Simard *et al.*, 2008). Elle présente des similarités lithologiques avec la suite de Loups Marins. Il faut noter que la suite de Loups Marins est associée à une phase à clinopyroxène contrairement à la suite du Lac Minto.

#### 3.3.2. Les « gneiss gris » du NEPS

Les assemblages magmatiques complexes de gneiss gris du Nord-Est de la Province du Supérieur (Figure 3.4, 3.5, 3.6 et 3.7) présentent les caractéristiques géologiques

typiques des premières roches magmatiques différenciées felsiques observables au sein des cratons archéens. Ils se mettent en place au cœur du NEPS entre 2880 et 2740 Ma (périodes tectonomagmatiques 2 et 3 ; Figure 3.7). Les gneiss gris sont rares après 2740 Ma dans la région. Il s'agit de volumineux assemblages magmatiques riches en Na et généralement appauvris en K. Ces complexes sont généralement hétérogènes (aspect gneissique) et sont constitués de plusieurs phases magmatiques distinctes s'injectant de manière parallèle à la foliation. Une première phase mélanocrate de composition dioritique est classiquement observable alors que la seconde, plus jeune et leucocrate, présente souvent une composition tonalitique (Simard *et al.*, 2008). De nombreuses enclaves mafiques ainsi que des injections de phases granodioritiques et granitiques accentuent l'aspect hétérogène de ces gneiss tonalitiques (Gosselin et Simard, 2000 ; Berclaz *et al.*, 2001 ; Percival *et al.*, 2001 ; Simard *et al.*, 2001, 2008 ; Gosselin *et al.*, 2001, 2002). Sur le terrain, cette alternance de phase (liquide/solide) dioritique et tonalitique permet de différencier ces types d'assemblages des autres suites plutoniques supracrustales au sens strict beaucoup plus homogènes. En effet, un deuxième type de plutons tonalitiques est observable au sein du NEPS entre 2700 et 2680 Ma. Ils correspondent à des intrusions tonalitiques plus homogènes toujours appauvries en potassium (Simard *et al.*, 2008).

Dans l'ensemble du NEPS, de nombreuses suites magmatiques considérées comme des suites tonalitiques présentent en réalité cet aspect hétérogène de croûte profonde fondue. Les gneiss tonalitiques de Brésolles, Suluppaugalik, Rochefort, Kapijuq, Faribault-Thury, Coursolles, Favard, Sem, Lesdiguières, Bylot et Kakiattug semblent clairement présenter un aspect de migmatites suggérant le caractère profond de mise en place de ces assemblages magmatiques. Un contexte de croûte profonde partiellement fondue apparaît comme un bon environnement géologique magmatique afin de générer de tels assemblages magmatiques.

La présence de vestiges observables de croûtes anciennes remobilisées ainsi que de phases magmatiques plus jeunes enrichies en potassium généralement associées à des événements magmatiques potassiques tardi-archéens (Simard *et al.*, 2008) suggère que ces assemblages complexes de croûte profonde fondue témoignent en réalité d'un processus de ségrégation magmatique entre une phase solide et liquide essentiellement composée de fluide anatectique de composition granitique et d'une phase solide restitique.

Les gneiss gris plus jeunes comme la suite de Coursolles peuvent présenter un pourcentage de composition granitique plus élevé (10 à 50%) ce qui suggère un état de fusion partielle et une ségrégation magmatique plus prononcés.

### 3.3.3. Les suites plutoniques supracrustales du NEPS

#### 3.3.3.1. Les suites plutoniques de TTG du NEPS

Les intrusions tardives de tonalites au sein du NEPS (période tectonomagmatique 5 de 2700 Ma à 2680 Ma ; Figure 3.7) comme le pluton d'Itinnaru, les intrusions de la suite de la Rivière Qijuttuq ainsi que les plutons de la suite tonalitique de Beausac sont relativement rares (Simard *et al.*, 2008). Il s'agit d'intrusions tonalitiques au sens strict homogène à biotite + hornblende (Figure 3.7).

#### 3.3.3.2. Les suites plutoniques monzonitiques et monzodioritiques du NEPS

Les suites monzonitiques et monzodioritiques de Belloy et Drullion se mettent en place au sein du NEPS entre 2700 et 2680 Ma (période tectonomagmatique 5; Figure 3.7). Elles sont essentiellement constituées de 5 à 30% de minéraux mafiques (biotite, hornblende, amphibole, clinopyroxène, orthopyroxène), mais également de 25 à 50% de phénocristaux de feldspaths potassiques. Elles présentent une belle texture porphyroïdes (Figure 3.7). Il semblerait envisageable de considérer ces intrusions tardives comme de potentielles intrusions de type sanukitoïde.

### 3.3.3.3. Les suites de granodiorites du NEPS

Les suites de granodiorites du NEPS (Desbergères, Lepelle, Leridon, Maurel, La Rivière aux Feuilles) se mettent en place à partir de 2740 Ma au sein du NEPS (période tectonomagmatique 4 et 5 entre 2740 Ma et 2680 Ma ; Figure 3.7). Elles présentent une texture homogène, parfois porphyrique avec une certaines quantités d'enclaves mafiques et tonalitiques (Figure 3.7).

### 3.3.3.4. Les suites de granites du NEPS

Les suites plutoniques granitiques sont principalement représentées par huit suites plutoniques (Tramont, Pinguq, Morrice, La Chevrotière, Joinville, Dufreboy, Dervieux et Corneille). Dans l'ensemble, elles se mettent en place pendant une période de temps d'environ 100 Ma à la fin du Néoarchéen (périodes tectonomagmatiques 4 et 5 entre 2735 et 2638 Ma ; Figure 3.7). Elles semblent être les produits des derniers événements magmatiques potassiques tardi-archéens ayant affectés le Nord-Est de la Province du Supérieur. Les granites de ces suites plutoniques sont essentiellement des granites à biotite. La minéralogie de ces unités supracrustales est à biotite, chlorite, hornblende, quelques rares grenats, amphibole. Les feldspaths K présentent généralement une texture porphyroïde.

Dans l'ensemble, ces suites granitiques sont principalement composées de granites à biotite. Ils semblent être le produit de fusion d'anciennes lithologies archéennes continentales remobilisées (Simard *et al.*, 2008).

### 3.3.3.5. Les suites alcalines du NEPS

De nombreux granites alcalins composent les suites plutoniques présentées précédemment. Mais seulement trois "suites" sont reconnues actuellement. La suite alcaline de Kimber est la plus ancienne des trois. La syénite de Tasiat et la syénite de



Bourdel sont les plus jeunes et sont associées à des événements magmatiques plus récents ayant affectés le Nord-Est de la Province du Supérieur.

La suite alcaline de Kimber ( $2761 \pm 1$  Ma; période tectonomagmatique 3 ; Figure 3.7) est située dans la partie extrême nord-est de la province du Minto au sein du domaine de Douglas Harbour (Figure 3.4). Trois petites intrusions de syénite à néphéline ( $<30 \text{ km}^2$ ) caractérisent cette suite plutonique alcaline. Elles présentent une texture magmatique homogène et non déformée (Madore et Larbi, 2000 ; Madore *et al.*, 2000, 2001). Ces intrusions de syénites à néphéline semblent rares dans le reste du NEPS. Les autres sont associées à des événements magmatiques plus récents.

Les syénites à néphéline de Bourdel et de Tasiat (respectivement  $2675 \pm 1$  Ma et  $2643 \pm 8$  Ma ; période tectonomagmatique 6 ; Figure 3.7) sont situées dans le Sud de la sous-province de Minto pour la syénite de Bourdel et dans le domaine du Lac Minto pour la syénite de Tasiat (Figure 3.4). Elles contiennent principalement de la biotite et de la néphéline (Percival *et al.*, 1995 ; Berclaz *et al.*, 2003 ; Simard *et al.*, 2004, 2008). Comme d'autres intrusions localisées (carbonatites et granites tardi-archéens), elles sont associées aux événements magmatiques et structuraux tardi-archéens les plus jeunes ayant affecté le NEPS (généralement entre 2680 et 2640 Ma).

Les caractéristiques géologiques principales ainsi que la minéralogie des suites plutoniques différenciées du NEPS peuvent donc être synthétisées à l'aide des tableaux suivants (Figure 3.5, 3.6 et 3.7).

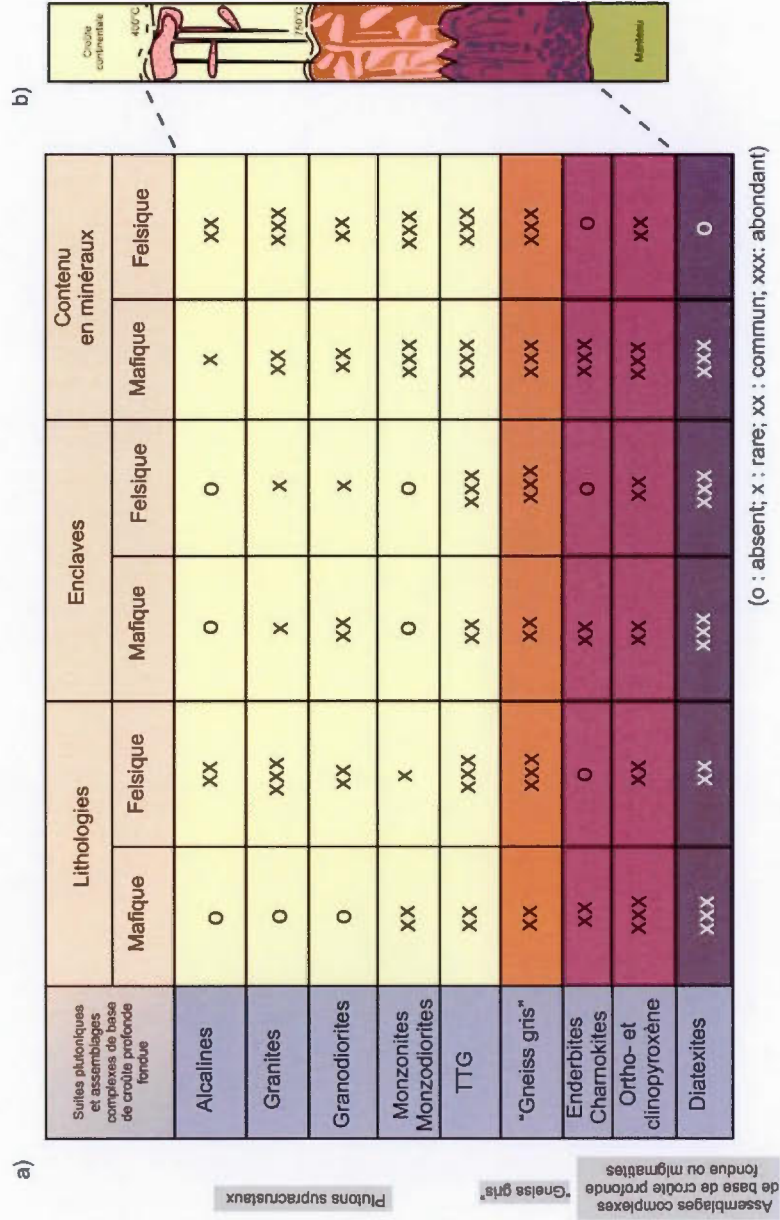


Figure 3.5 : a) Caractéristiques géologiques principales des suites plutoniques archéennes du NEPS (définis à partir de la synthèse stratigraphique de Simard *et al.*, 2008) ; b) Coupe schématique d'une croûte continentale (modifiée de Vanderhaeghe, 2009).

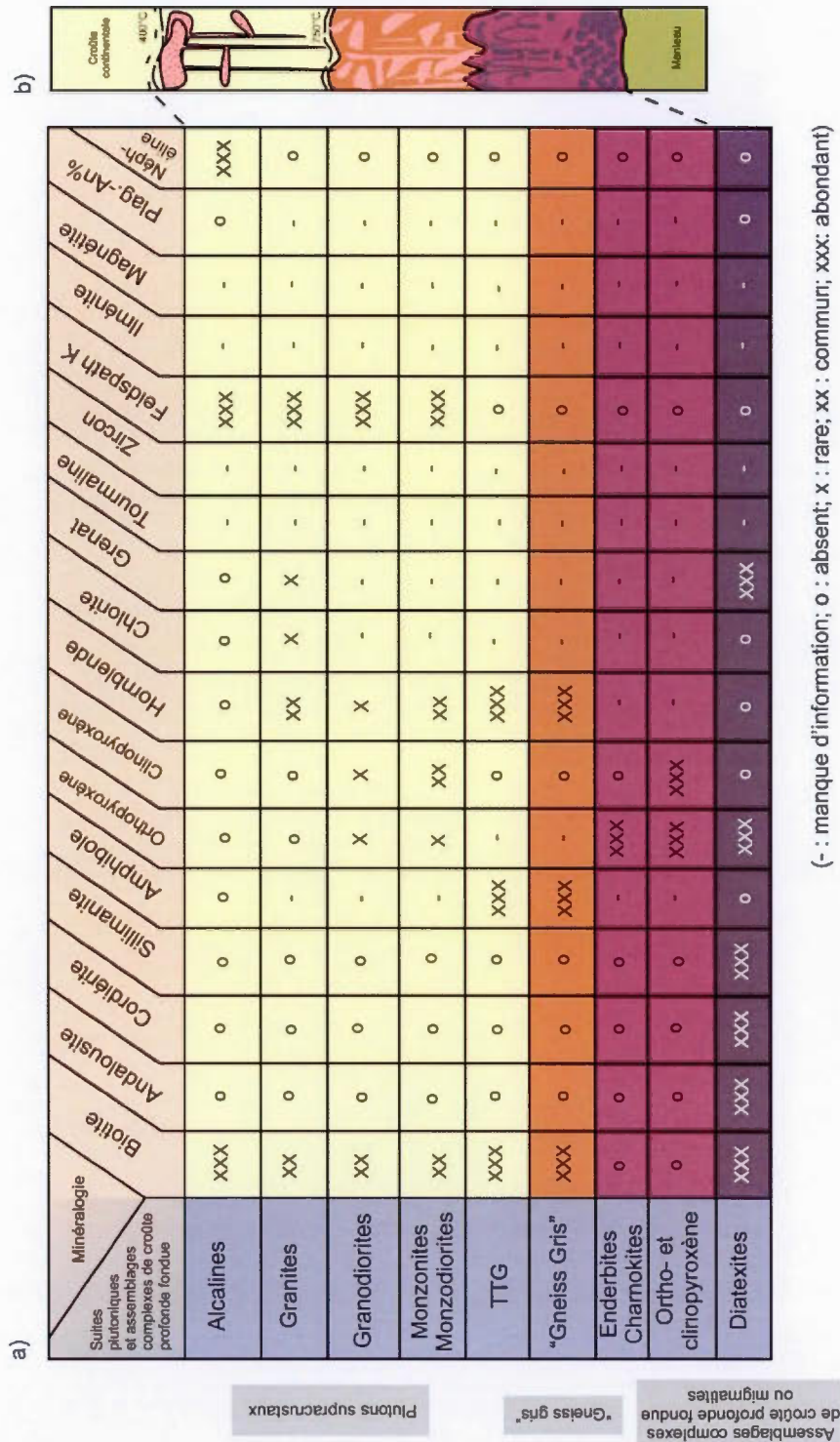
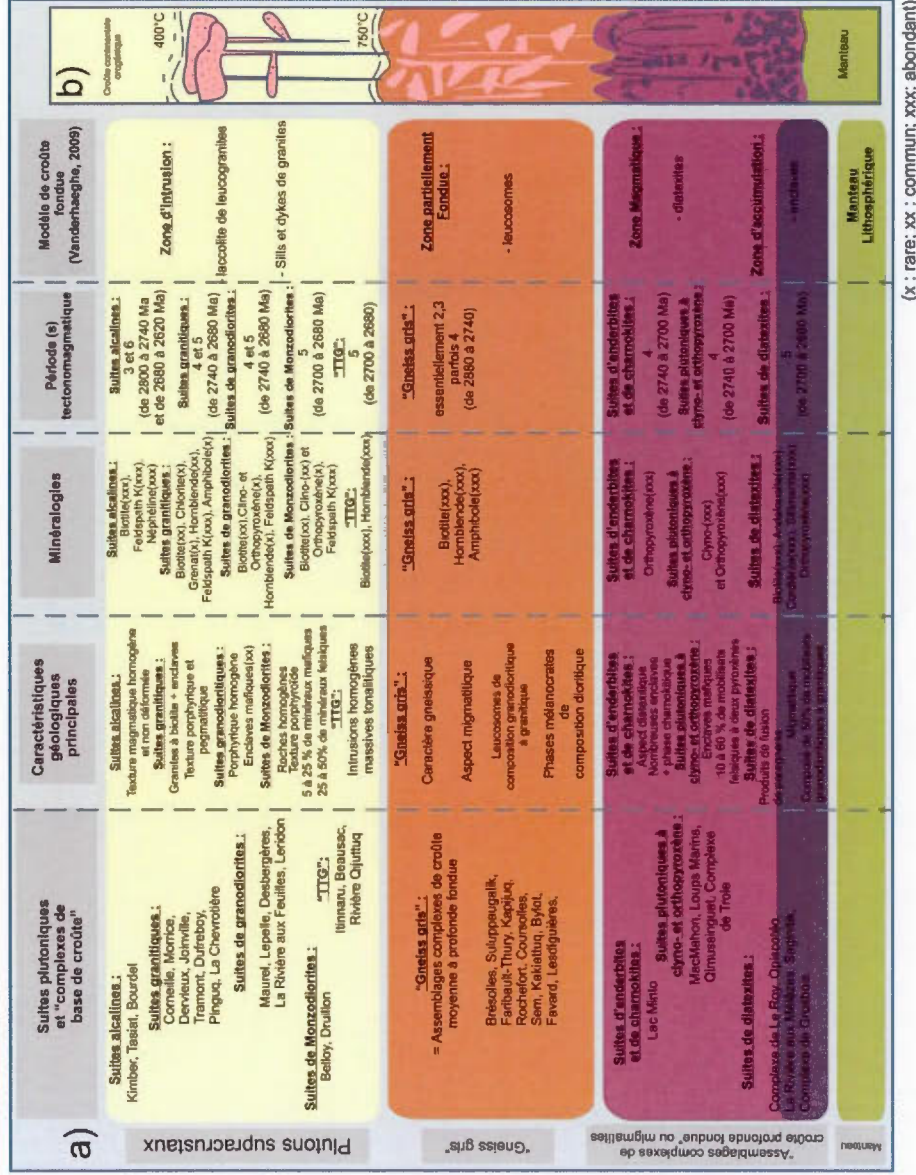


Figure 3.6 : a) Minéralogie synthétique des suites plutoniques archéennes du NEPS (définis à partir de la synthèse stratigraphique de Simard *et al.*, 2008); b) Coupe schématique d'une croûte continentale (modifiée de Vanderhaeghe, 2009).





(x : rare; xx : commun; xxx : abondant)

Figure 3.7 : a) Caractéristiques synthétiques des assemblages complexes de croûtes profondes fondues et des suites plutoniques différenciées archéenne du NEPS; b) coupe schématique d'une croûte continentale (modifiée de Vanderhaeghe, 2009).



Le NEPS, dans son ensemble, présente les caractéristiques typiques de différenciation magmatique d'une croûte continentale archéenne. Les travaux antérieurs effectués dans la région mettent bien en évidence cette évolution géochimique magmatique que l'on retrouve dans de nombreux cratons archéens à la transition Archéen-Protérozoïque. De manière synthétique et à partir des travaux du MÉRN, les suites plutoniques différenciées du NEPS peuvent être divisées en trois catégories distinctes (figure 3.5, 3.6 et 3.7) :

- 1) la première correspond aux assemblages complexes de croûte profonde fondue (ou migmatites) composés des unités à clino- et orthopyroxène, de la suite d'enderbites et de charnokites du Lac Minto et enfin des unités tardives de diatexites ;
- 2) la deuxième catégorie correspond aux gneiss gris (zone de mélange partiellement fondue) ;
- 3) la troisième catégorie correspond aux plutons supracrustaux au sens stricte composés des suites plutoniques de TTG, des suites de monzonites et de monzodiorites, des suites de granodiorites, des suites de granites et enfin des suites plutoniques alcalines du NEPS. Les syénites alcalines à néphélines peuvent être interprétées comme les produits de fusion d'une partie du manteau.

Ces trois catégories correspondent parfaitement au découpage magmatique d'une croûte continentale proposé par Vanderhaeghe (2009) en migmatite/gneiss/granite.

## CHAPITRE IV

### IMPLICATION DES PROCESSUS DE FUSION PARTIELLE ET DE SÉGRÉGATION MAGMATIQUE DANS LA DIFFÉRENCIATION CRUSTALE ET LA CONCENTRATION MÉTALLIFÈRE DU NEPS

Ce chapitre présente les résultats de la réinterprétation des données géochimiques concernant les suites plutoniques différenciées du Nord-Est de la Province du Supérieur. Le but de ce chapitre consiste à apporter une vision renouvelée des processus magmatiques impliqués dans la différenciation crustale du NEPS au cours du Néoarchéen.

Le chapitre IV de ce mémoire s'organise autour des différents résultats obtenus. Plus précisément, il s'articule autour de deux thématiques principales ; 1) la compréhension des processus magmatiques ayant affecté le NEPS au cours du Néoarchéen. Les différents résultats obtenus à partir de l'analyse en composante principale des données géochimiques de roches intrusives du NEPS seront présentés. À partir de cette ACP, il est possible de définir des projections géochimiques efficaces afin d'effectuer une typologie des suites magmatiques du NEPS. Les résultats de la modélisation de fusion partielle du NEPS permettent de mettre en évidence la dynamique magmatique du NEPS durant l'Archéen ; 2) la ségrégation magmatique des métaux au cours de la différenciation crustale d'une croûte continentale archéenne. Le traçage du comportement des éléments métalliques lors de la différenciation crustale archéenne du NEPS permettent de mettre en évidence les premières concentrations métalliques magmatiques au cours du Néoarchéen au sein du NEPS.

#### 4.1. Les processus magmatiques impliqués dans la construction de la croûte continentale au Néoarchéen au sein du NEPS

La carte ci-dessous (Figure 4.1) est une représentation cartographique simplifiée des composantes magmatiques plutoniques et des assemblages complexes de base de croûte profonde fondue du NEPS. Cette figure est directement dérivée de l'analyse bibliographique présentée en chapitre II de ce travail ainsi que de l'interprétation géologique des différentes unités plutoniques du NEPS présentées dans le chapitre III précédent (Figure 3.7).

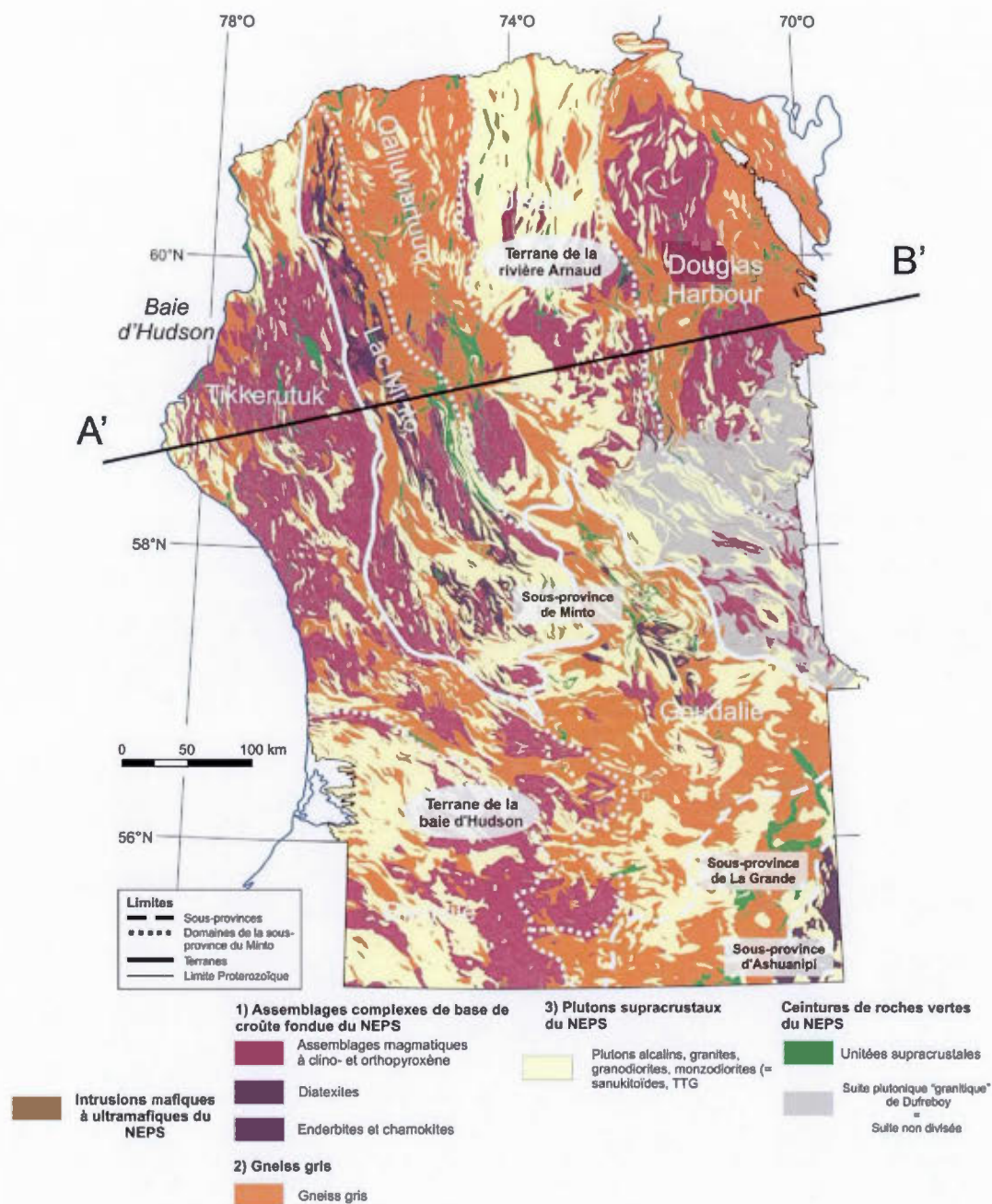


Figure 4.1 : Typologie simplifiée des environnements magmatiques du NEPS. Le transect A'-B' correspond à la schématisation du NEPS présenté en figure synthèse finale (Figure 4.16).



#### 4.1.1. Typologie des suites intrusives différenciées du NEPS

Afin de mieux comprendre la distribution des données géochimiques dans un espace vectoriel à  $n$  dimensions, l'analyse en composante principale apparaît comme un outil robuste. Ainsi, de manière *ad hoc* cette dernière a été utilisée afin de mieux contraindre l'évolution géochimique des données. Elle a conduit à la détermination de la projection géochimique présentée ci-après (Figures 4.4b, 4.5b, 4.6b et 4.7b).

L'analyse en composante principale (Figures 4.2 et 4.3) effectuée sur les données de roches intrusives différenciées du NEPS a permis de faire ressortir les composantes géochimiques ayant le plus d'impact sur la distribution des données. Dans cette sous-partie les différents résultats de l'étude statistique effectuée à partir de la méthodologie décrite dans le chapitre méthodologique de ce mémoire (*cf.* chapitre I, section 1.3.3.) sont présentés (Figures 4.2 et 4.3). Les principaux axes obtenus permettent de montrer que certains des axes correspondent aux projections présentées par Laurent *et al.*, (2014). À partir de l'analyse en composante principale effectuée sur les données géochimiques du NEPS, il est ainsi possible de déterminer les caractéristiques géochimiques qui contrôlent le mieux la distribution de ces données.

Une première étape a permis d'effectuer une ACP sur les oxydes de manière directe et assez grossière d'un point de vue méthodologique des variables présentant des distributions log-normal (Figure 4.2 ; Table 4.1). Les résultats montrent clairement que la PC1 correspond à l'effet de la différenciation (comp.1 ;  $\text{SiO}_2 = 0,892$  ; Table 4.1). En effet, les éléments ferromagnésiens sont dans ce cas anticorrélés ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = -0,158$  ;  $\text{MgO} = -0,157$  ;  $\text{CaO} : -0,226$ ) à la silice ( $\text{SiO}_2 = 0,892$ ). La composante 2 semble opposer les variables sodiques et alumineuses ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,678$  et  $\text{Na}_2\text{O} = 0,375$ ) aux variables potassiques ( $\text{K}_2\text{O} = -0,256$ ). Cet axe semble séparer les composantes potassiques des composantes tonalitiques. Cette projection est équivalente, bien que renversée, à la projection présentée dans la partie typologie ci-après (Figures 4.4b, 4.5b, 4.6b et 4.7b).

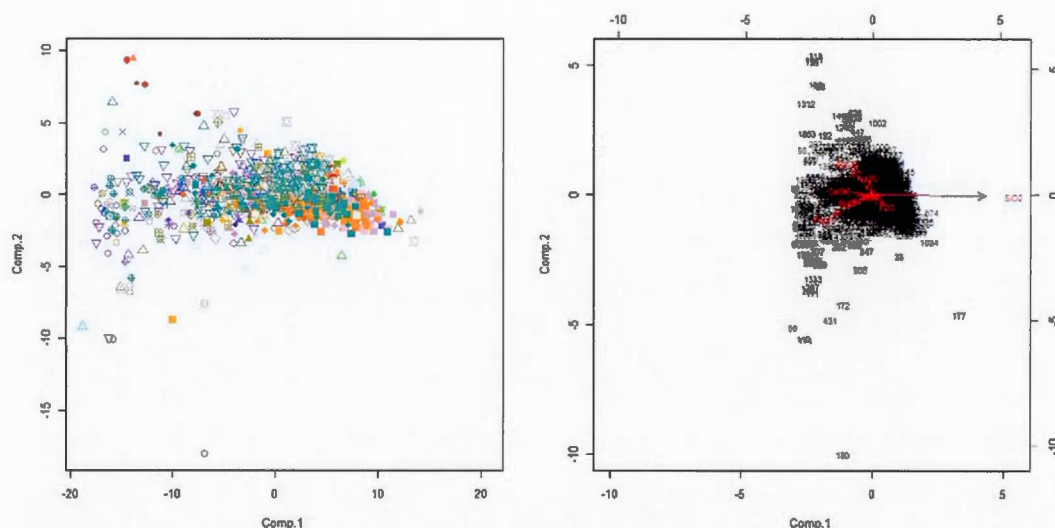


Figure 4.2 : 1) Résultats de l'analyse en composante principale (ACP) effectuée sur les roches intrusives différenciées du NEPS ( $\text{SiO}_2 \geq 52\%$ ) et obtenus directement à l'aide du logiciel GCDKit sans traitement méthodologique particulier ; 2) La figure 4.2 présente uniquement les composantes 1 et 2 et est similaire à la projection présentée dans les figures 4.4b, 4.5b, 4.6b et 4.7b ci-après.

Table 4.1 : Composantes principales obtenues après l'analyse effectuée sur les oxydes de 1260 données d'intrusifs du NEPS ( $\text{SiO}_2 \geq 52\%$ ).

	Comp.1	Comp.2	Comp.3	Comp.4	Comp.5	Comp.6	Comp.7	Comp.8	Comp.9
SiO <sub>2</sub>	0,892		0,26		-0,143	-0,165	-0,293		
TiO <sub>2</sub>						0,133		0,984	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,158	0,678	-0,176		-0,374	-0,543	-0,21		
FeOt	-0,306	-0,534	0,207	0,463	-0,412	-0,203	-0,388		
MnO									1
MgO	-0,157	-0,182	0,141	-0,287	0,651	-0,543	-0,317	0,146	
CaO	-0,226	0,111	0,444	-0,619	-0,265	0,369	-0,385		
Na <sub>2</sub> O		0,375		0,498	0,4	0,412	-0,529		
K <sub>2</sub> O		-0,256	-0,8	-0,264		0,135	-0,435		

Une méthodologie plus robuste appliquée sur les 1260 échantillons différenciés du NEPS a permis d'obtenir la figure ci-dessous (Figure 4.3). Les données différentes variables utilisées dans cette ACP (Table 4.2) ont été log-centrées afin de réaliser l'ACP sur des variables à la distribution normale. Cette projection plus précise que la précédente fait ressortir des distributions géochimiques similaires. La composante 1 semble opposer les éléments ferromagnésiens ( $\text{MgO} = -0,536$  ;  $\text{CaO} = -0,344$  ;  $\text{TiO}_2 = -0,398$  ;  $\text{FeOt} = -0,410$ ) du potassium ( $\text{K}_2\text{O} = 0,203$ ). La composante 2 semble clairement opposer le potassium ( $\text{K}_2\text{O} = 0,816$ ) du sodium et du calcium ( $\text{Na}_2\text{O} = -0,118$  ;  $\text{CaO} = -0,393$ ) ce qui permet de séparer les intrusifs de compositions tonalitiques des intrusifs tardifs potassiques de composition granitiques. Il semblerait donc d'après les tests d'ACP, que la distribution des données géochimiques montre que la PC1 présente l'effet de la différenciation sur les intrusifs du NEPS et que la composante 2 permet d'éclater les données et de séparer les composantes tonalitiques des composantes granitiques tardives potassiques.

En conclusion, la composante 1 peut être interprétée comme le partitionnement entre les phases liquides et les phases solides restitiques alors que la composante 2 est interprétée dans ce cas comme le partitionnement du plagioclase au niveau des phases solides restitiques et du des feldspaths K plus concentrés dans les parties liquides. De manière encore plus générale cette ACP montre le partitionnement entre la croûte sodique et la croûte potassique du NEPS (Figure 4.10).

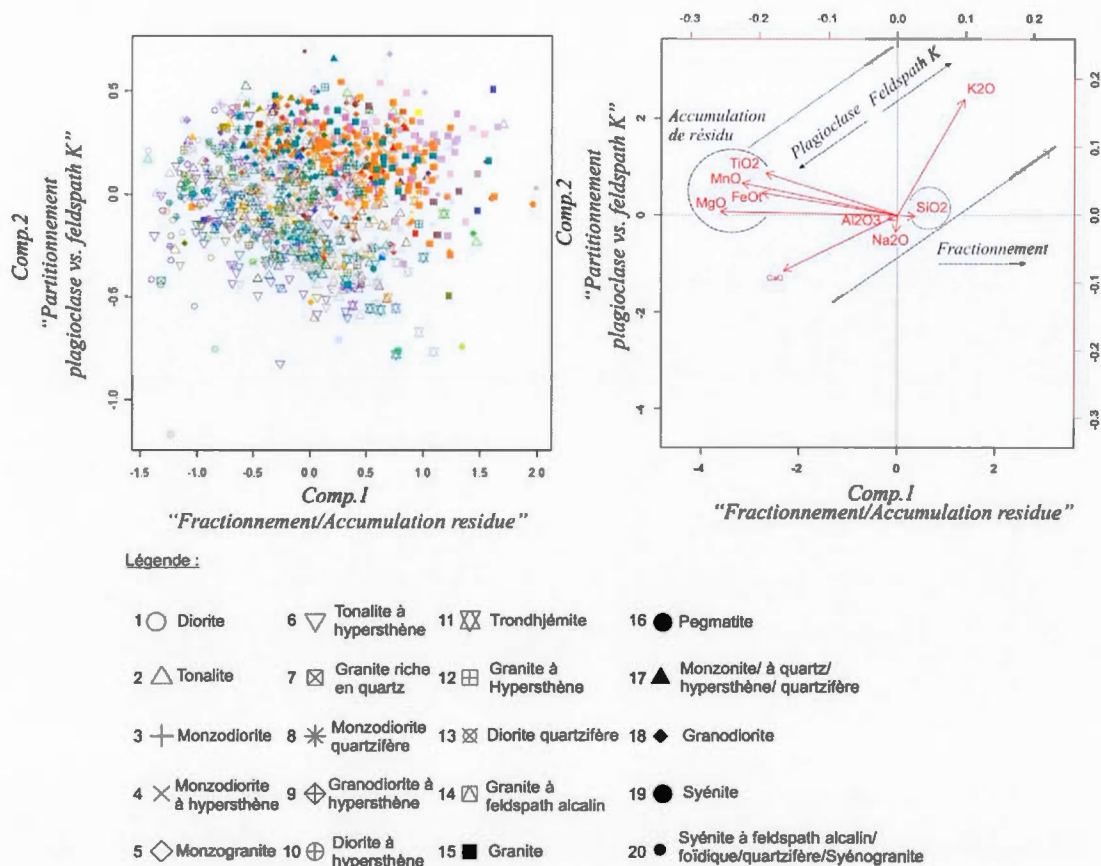


Figure 4.3 : 1) Résultats de l'analyse en composante principale (ACP) effectuée sur les oxydes de 1260 données d'intrusifs du NEPS ( $\text{SiO}_2 \geq 52\%$ ). 2) Les données ont été log-centrées afin de travailler sur des distributions géochimiques normales; 3) La figure 4.3 présente uniquement les composantes 1 et 2.

Table 4.2 : 1) Composantes principales obtenues après l'analyse effectuée sur les oxydes de 1260 données d'intrusifs du NEPS ( $\text{SiO}_2 \geq 52\%$ ); 2) Les données ont été log-centrées afin de travailler sur des distributions géochimiques normales.

	Comp.1	Comp.2	Comp.3	Comp.4	Comp.5	Comp.6	Comp.7	Comp.8	Comp.9
SiO <sub>2</sub>							-0,112	-0,398	0,908
TiO <sub>2</sub>	-0,398	0,296	-0,513	0,534	0,303		-0,332		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					-0,217	0,128		0,866	0,404
FeO <sub>t</sub>	-0,41	0,157			0,231	-0,153	0,844		



MnO	-0,471	0,226	0,731	0,232	-0,281		-0,242
MgO	-0,536		-0,18	-0,73		0,348	-0,153
CaO	-0,344	-0,393	-0,276		-0,507	-0,619	
Na2O		-0,118	-0,218	0,286	-0,548	0,638	0,262 -0,276
K2O	0,203	0,816	-0,187	-0,203	-0,409	-0,211	

Dans le cadre de cette étude, l'objectif principal a donc été de s'affranchir de la différenciation (PC1 ; filtre à 52% SiO<sub>2</sub>, voire 62% SiO<sub>2</sub> dans certains cas) afin de trouver la projection adéquate permettant l'éclatement des données sur un graphique. Sachant que la majorité de la distribution des données est contrôlée par la différenciation (PC1), il a fallu s'affranchir de la PC1 afin de caractériser géochimiquement les différences propres entre les différentes suites plutoniques différenciées du NEPS (PC2 et PC3).

Il apparaît donc à la vue des différentes projections géochimiques testées, que les projections ternaires de Laurent *et al.*, (2014 ; Figures 4.4c et d, 4.5c et d ainsi que 4.6c et d) sont efficaces dans le classement géochimique des intrusifs archéens du NEPS. Ces dernières ont permis d'établir une typologie des intrusifs suggérant ainsi trois types d'unités magmatiques que sont : 1) les assemblages complexes de base de croûte fondue (diatexites, enderbites, charnokites et unités à orthopyroxènes et clinopyroxènes) ; 2) les unités magmatiques de gneiss gris (marqueurs du processus de ségrégation magmatique) ; 3) enfin les suites plutoniques supracrustales au sens strict (suites de TTG, de monzonites et monzodiorites, de granodiorites, de granites et de plutons tardifs alcalins).

#### 4.1.1.1. Les assemblages complexes de base de croûte fondue du NEPS

Le travail de classification des types de suites du NEPS s'est effectué à partir des éléments majeurs (Figures 4.4, 4.5, 4.6 et 4.7), une projection géochimique efficace étant plus difficile à définir avec les éléments traces. En effet, en terme de compréhension de la géochimie et de la pétrologie granitique, il est généralement

possible de comprendre le système étudié uniquement à partir de projections utilisant les majeurs (Moyen, communication personnelle). L'approche typologique de la figure suivante (Figure 4.4c et d) est directement inspirée de celle présentée par Laurent *et al.*, (2014).

Le pôle  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  (Figure 4.4d) a pour principal objectif de faire ressortir les assemblages magmatiques dérivés de la fusion de protolite basaltique à faible contenu en  $\text{K}_2\text{O}$ . Le pôle A/CNK (Figure 4.4d) correspond à la composante alumineuse et permet de faire ressortir les composantes crustales recyclées. Il apparaît évident d'après les figures 4.4, 4.5, 4.6 et 4.7 que peu d'échantillons d'intrusifs du NEPS se retrouvent proche du pôle A/CNK ce qui indique un faible recyclage crustal et donc une faible proportion de granites hyperalumineux. Il est ainsi possible d'en déduire que le NEPS s'apparente à une croûte archéenne juvénile en cours de différenciation. Le pôle FSMB ( $[\text{FeOt}+\text{MgO}]*[\text{Sr}+\text{Ba}]$  ; Figure 4.4d) permet de faire ressortir les intrusifs enrichis en ferromagnésiens et en éléments incompatibles de type LILE (Sr + Ba) et a fortiori les composantes sanukitoïdes. Les diagramme ternaire  $3*\text{CaO}$  vs  $5*\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3/[\text{FeOt}+\text{MgO}]$  (Figure 4.4c) correspond à une projection géochimique visant à discriminer les composantes sodiques et ferromagnésiennes des composantes alumineuses d'une part (produits de recyclage crustal) des composantes potassiques d'autre part.

Au sein de ces assemblages complexes de base de croûte fondue à ortho- et clinopyroxène, il semble que certaines compositions géochimiques se rapprochent de compositions géochimiques de types sanukitoïdes (Figure 4.4d). En effet, certaines analyses géochimiques tendent vers le pôle FSMB ( $[\text{FeOt}+\text{MgO}]*[\text{Sr}+\text{Ba}]$ ) du diagramme de la figure 4.4d soulignant ainsi la présence de magmas présentant une signature double, mantellique et crustale.

La projection de O'Connor (1965 ; Figure 4.4a) a pour principal objectif de classer les roches intrusives selon leur contenu en plagioclases normatif (à partir d'un calcul

de norme de type CIPW). Selon cette dernière, les assemblages complexes de base de croûte fondue présentent une variété significative de lithologie d'intrusifs allant des tonalites aux granites. Ils apparaissent difficilement caractérisables d'un point de vue géochimique. En effet, ces suites plutoniques à orthopyroxènes et clinopyroxènes présentent un continuum géochimique entre des faciès dioritiques à granitiques (Simard *et al.*, 2008). D'après l'observation des cartes géologiques du NEPS, il semblerait que certaines de ces suites s'apparentent à de vastes ensembles magmatiques de croûte profonde exhumée sous forme de dômes magmatiques. Au niveau de la projection b) dérivée des tests d'ACP ainsi que les projections c) et d), ces assemblages complexes montrent également ce continuum géochimique par l'observation d'un spectre de différenciation magmatique complet (Figure 4.4a, b, c, d). La projection de la figure 4.4b laisse entrevoir des composantes alcalines au sein de ces dômes magmatiques à clinopyroxènes et orthopyroxènes pouvant correspondre à des racines de systèmes alcalins tardi-archéens. Le pôle FSMB de la projection géochimique de la figure 4.4d permet de faire ressortir les composantes présentant des signatures de type sanukitoïdes qui se trouvent au sein de ces systèmes magmatiques complexes. Selon la projection 4.6c les intrusifs tendent majoritairement vers le pôle 3\*CaO suggérant des compositions magmatiques mafiques dominantes.

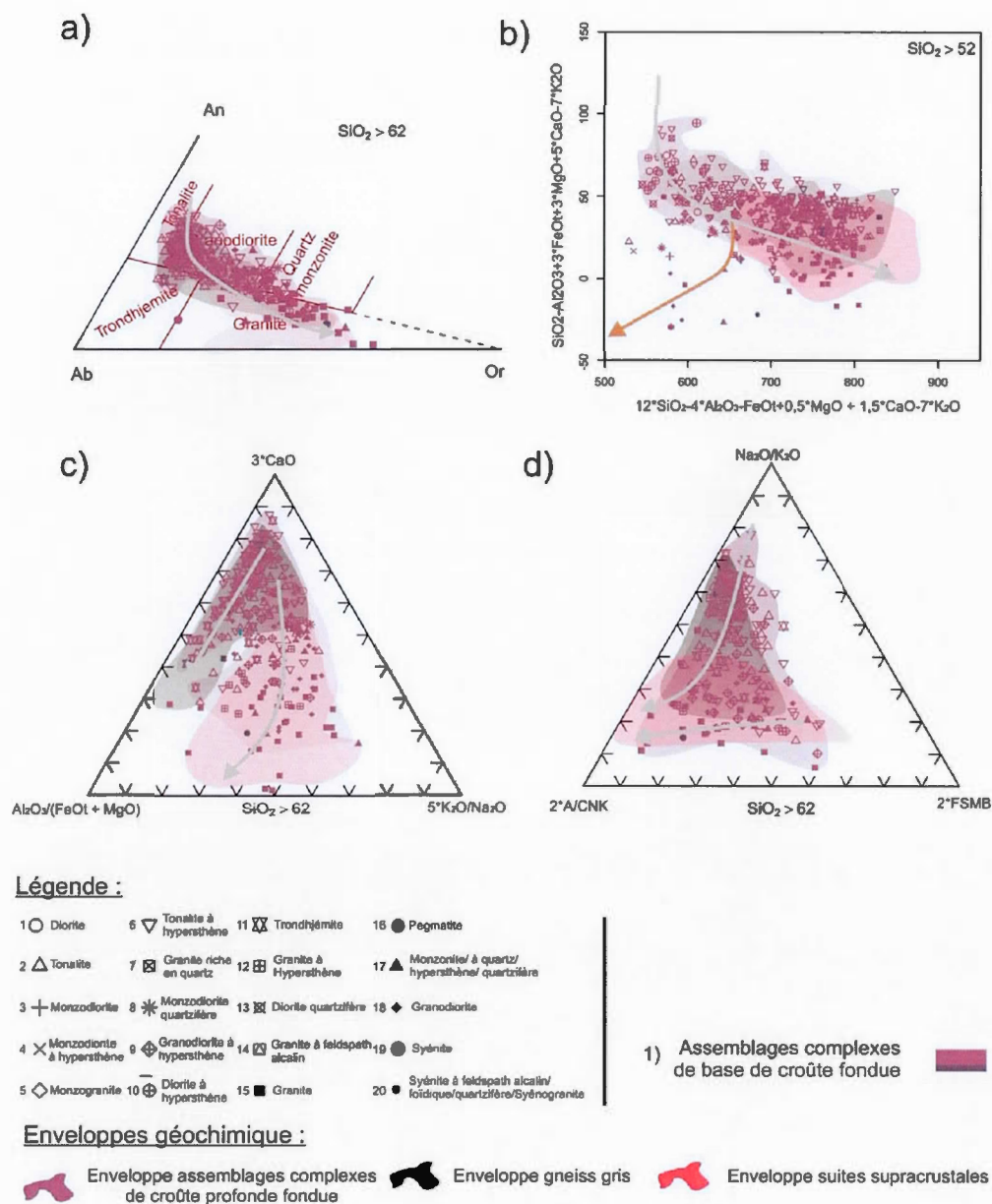


Figure 4.4 : Caractéristiques géochimiques des assemblages complexes de base de croûte fondue du NEPS ; a) Projection de O'Connor (1965) appliquée aux échantillons des assemblages complexes de base de croûte fondue ; b) Projection ad hoc des tests d'ACP effectués sur les roches intrusives différenciées du NEPS (Moyen, en cours) ; c) et d) Projections géochimiques discriminantes applicables aux intrusifs tardi-archéens (inspiré d'après Laurent *et al.*, 2014).



#### 4.1.1.2. Les gneiss gris du NEPS

L'analyse des différentes projections géochimiques des roches intrusives du NEPS appartenant aux complexes de gneiss gris (Figures 4.5a, b, c, d) suggère un caractère calcique plus prononcé (pôle  $3^*\text{CaO}$  ; Figure 4.5c).

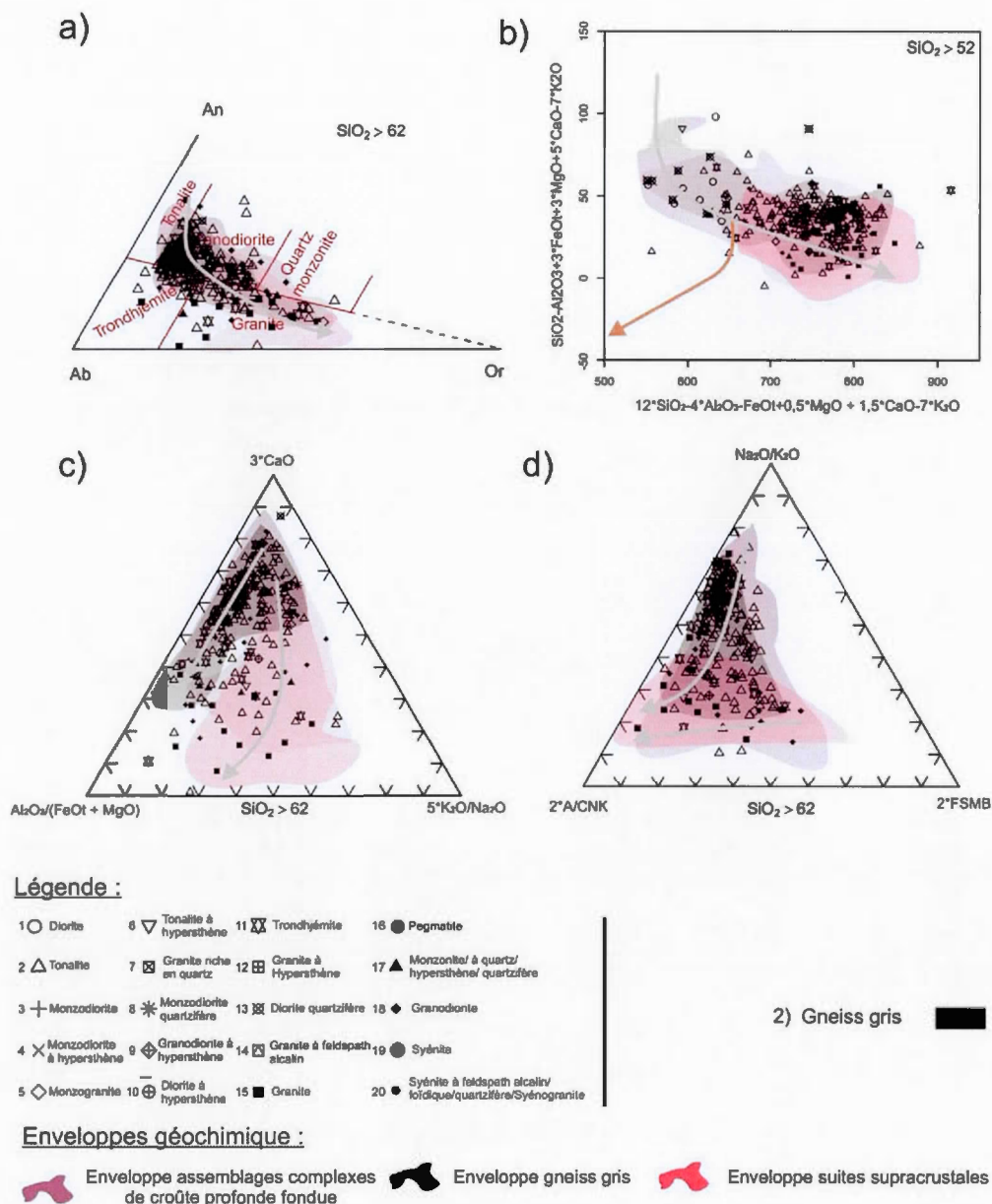


Figure 4.5 : Caractéristiques géochimiques des gneiss gris du NEPS ; a) Projection de O'Connor (1965) appliquée aux échantillons des assemblages complexes de base de croûte fondue ; b) Projection ad hoc des tests d'ACP effectués sur les roches intrusives différenciées du NEPS (Moyen, en cours) ; c) et d) Projections géochimiques discriminantes applicables aux intrusifs tardi-archéens (inspiré d'après Laurent *et al.*, 2014).

#### 4.1.1.3. Les suites plutoniques supracrustales du NEPS

Le diagramme de la figure 4.6d montre que les suites supracrustales tendent vers le pôle A/CNK de manière plus prononcée que les autres types de suites du NEPS témoignant d'un début de recyclage crustal au sein du NEPS. Au niveau de la projection de la figure 28c, bien que la différenciation magmatique de ces suites tende vers le pôle potassique, le caractère alumineux (pôle  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO})$  ; Figure 4.6c) de ces intrusifs n'apparaît pas réellement franc, suggérant ainsi un recyclage crustal tardi-archéen peu prononcé.

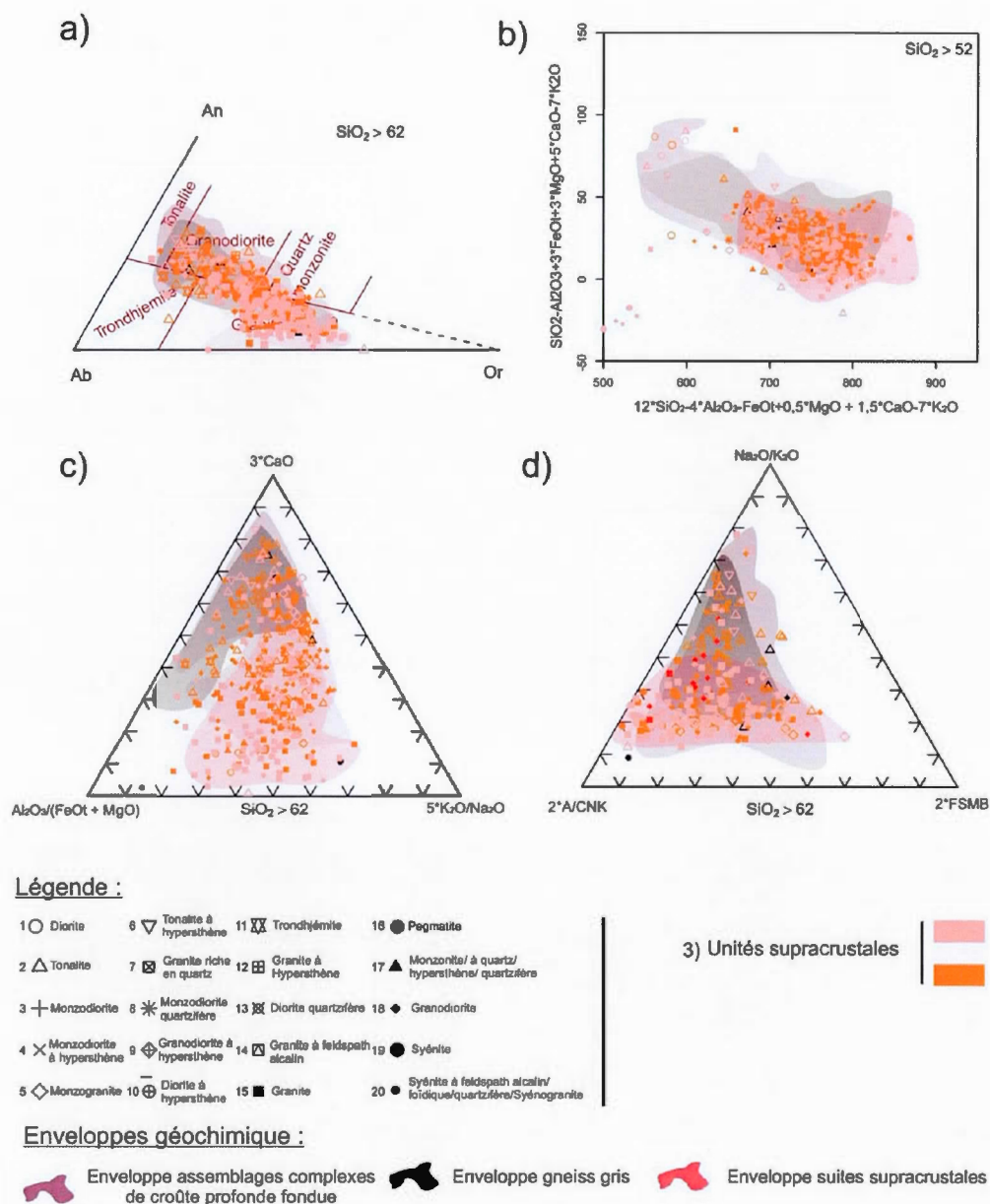


Figure 4.6 : Caractéristiques géochimiques des suites plutoniques supracrustales du NEPS ; a) Projection de O'Connor (1965) appliquée aux échantillons des assemblages complexes de base de croûte fondue ; b) Projection ad hoc des tests d'ACP effectués sur les roches intrusives du NEPS (Moyen, en cours) ; c) et d) Projections géochimiques discriminantes applicables aux intrusifs tardi-archéens (inspiré d'après Laurent *et al.*, 2014).



La figure 4.7 ci-après présente les différentes enveloppes des trois grands types d'ensembles plutoniques observables au sein du NEPS (gneiss gris, assemblages complexes de base de croûte fondue, unités plutoniques supracrustales). Cependant il apparaît évident qu'un continuum géochimique semble exister et permet donc d'expliquer le véritable comportement géochimique des intrusifs différenciés du NEPS aussi subtil soit-il.

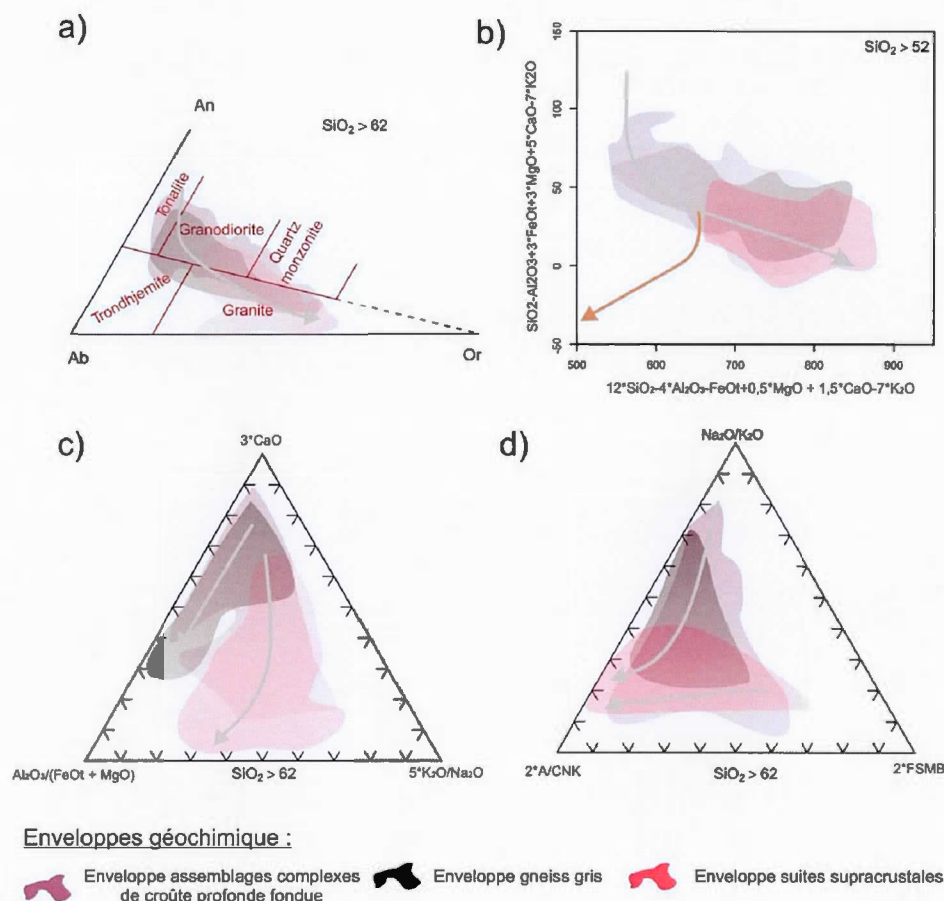


Figure 4.7 : Enveloppes des typologies d'intrusifs archéens; a) Projection de O'Connor appliquée aux échantillons des assemblages complexes de base de croûte fondue; b) Projection ad hoc des tests d'ACP effectués sur les roches intrusives du NEPS (Moyen, en cours); c) et d) Projections géochimiques discriminantes applicables aux intrusifs tardi-archéens (inspiré d'après Laurent *et al.*, 2014).

Le diagramme ternaire  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  vs  $2^*\text{A}/\text{CNK}$  vs FSMB (Figures 4.4, 4.5, 4.6, 4.7) met en évidence un continuum entre tonalite-granodiorite-granite suggérant un partitionnement liquide/solide efficace par mécanisme de fusion partielle lors du processus géologique de ségrégation magmatique intracontinentale du NEPS.

#### 4.1.2. La fusion partielle et le mécanisme de ségrégation magmatique impliqués dans la différenciation crustale du NEPS

##### 4.1.2.1. Le signal géochimique comme traceur de l'enrichissement de la source ainsi que de sa profondeur de fusion ?

L'objectif du travail sur les paramètres  $\Delta$  effectué dans cette sous-partie a été de tracer les marqueurs géochimiques permettant de faire ressortir les conditions de pression de fusion partielle et le degré d'enrichissement des roches magmatiques sources fusionnées. Une méthodologie fine précédemment décrite dans le chapitre méthodologique de ce mémoire (*cf.* chapitre I, section 1.3.4.) et utilisée sur les échantillons du NEPS a permis de tester l'enrichissement des roches magmatiques sources fondues ainsi que leur profondeur de fusion. À l'aide des droites de régression calculées à partir des diagrammes d'éléments géochimiques de type diagramme de Harker, il est possible de définir des paramètres géochimiques  $\Delta X$  (pression-dépendant ou source-dépendant) afin de définir des pressions de fusion et des degrés d'enrichissement de sources fondues par mécanismes de fusions partielles (Figure 4.8).

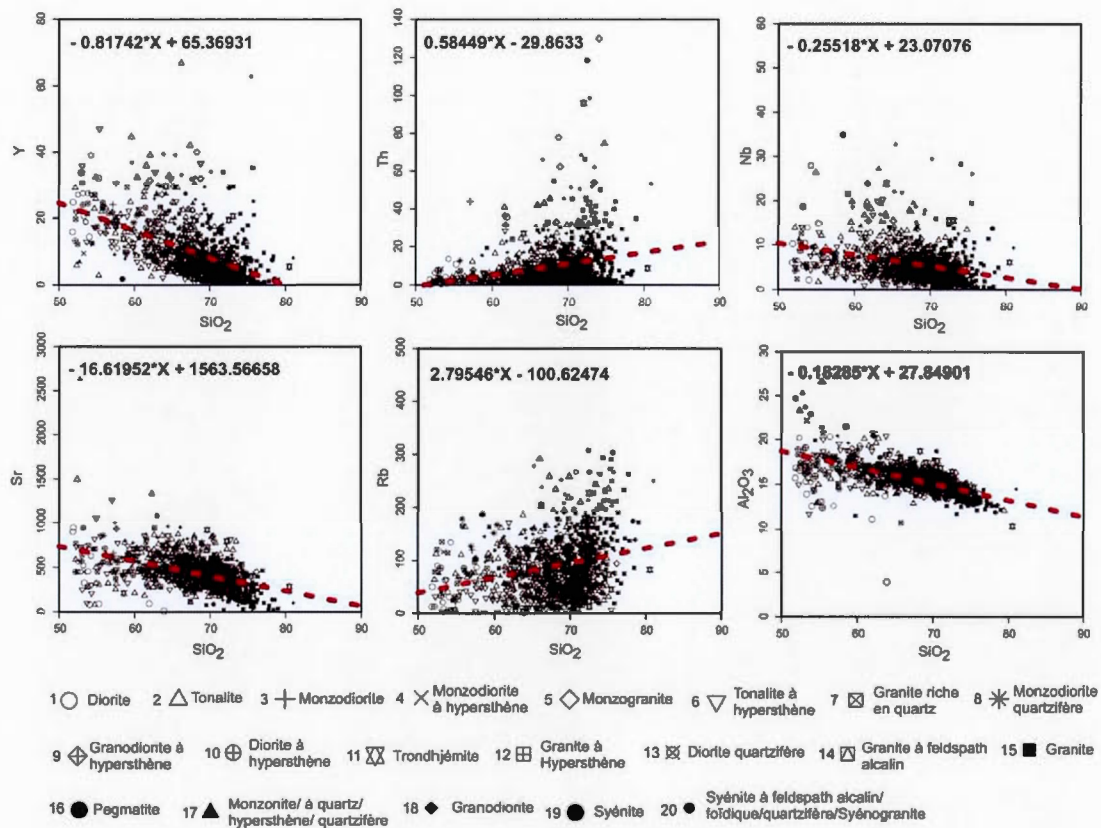


Figure 4.8 : Diagrammes de type Harker utilisés sur les roches intrusives du NEPS. Ces derniers ont permis d'obtenir de manière empirique les droites de régression nécessaires afin de définir les composantes a et b (Table 4.3) indispensables au calcul des paramètres  $\Delta X$ .

Contrairement au diagramme de type Harker, les diagrammes géochimiques utilisant les paramètres  $\Delta$  calculés sont plus facilement interprétables (Moyen *et al.*, 2010). En effet, il ne s'agit pas de comprendre le comportement d'un élément géochimique en fonction uniquement du degré de différenciation (*i.d.*,  $\text{SiO}_2$  versus un autre élément géochimique). La table 4.3 ci-dessous présente les composantes a (pente) et b (intersect) obtenues à partir des droites de régression définies empiriquement à l'aide des diagrammes de Harker.

Table 4.3 : Composantes utilisées dans le calcul des paramètres  $\Delta$ . Les composantes a et b ont été déterminées de manière empirique à l'aide des diagrammes de Harker utilisés sur les roches intrusives différenciées du NEPS.

	a	b
<b>Sr</b>	-16,62	1563,57
<b>Y</b>	-0,82	65,37
<b>Nb</b>	-0,26	23,07
<b>Th</b>	0,58	-29,86
<b>Rb</b>	2,8	-100,62
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-0,18	27,85

La figure ci-dessous (Figure 4.9) présente les paramètres  $\Delta$  calculés à partir de différentes suites magmatiques (Favard, Faribault-Thury, Desbergères, Maurel, Morrice et Tramont). Ces dernières présentent des signatures géochimiques distinctives et permettent de valider la méthodologie utilisée afin de l'appliquer à l'ensemble des données du NEPS. Les suites de tonalites présentées dans la figure ci-dessous (Favard, Faribault-Thury) présentent un  $\Delta$ Sr compris entre -400 et 400, un  $\Delta$ Rb compris entre -100 et 0, un  $\Delta$ Y globalement compris en 0 et -10, un  $\Delta$ Nb compris entre -5 et 5, un rapport  $K_2O/Na_2O$  inférieur à 1, un  $\Delta$ Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> compris entre 2 et -1 et un  $\Delta$ Th compris entre -10 et 10. En revanche, les suites de granodiorites-granites du NEPS (Desbergères, Maurel, Morrice, Tramont ; Figure 4.9) présentent un  $\Delta$ Sr compris entre 200 et -200, un  $\Delta$ Rb compris entre 0 et 200, un  $\Delta$ Y compris entre -2 et 10, un  $\Delta$ Nb compris entre -5 et 15, un rapport  $K_2O/Na_2O$  compris entre 0,5 et 2,5, un  $\Delta$ Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> compris entre 1 et -2 et enfin un  $\Delta$ Th compris entre -10 et 30. Ces différentes caractéristiques témoignent d'une fusion partielle effectuée à haute pression de la roche magmatique source bien que la variabilité du  $\Delta$ Sr des gneiss gris lié aux impuretés du plagioclase et du grenat puisse perturber ce signal. De plus, il apparaît que les gneiss gris sont les produits de fusion de sources magmatiques moins



enrichies que pour les unités supracrustales du NEPS. En effet, le recyclage crustal qui correspond à la fusion à faible profondeur d'une source magmatique enrichie est généralement marqué par de forts rapports  $K_2O/Na_2O$  et un  $\Delta Rb$  élevé (Moyen *et al.*, 2010). Ces caractéristiques géochimiques observables au niveau des suites de granodiorites-granites du NEPS sont également appuyées par des signatures de fusion partielle de plus basse pression ( $\Delta Sr$  et  $\Delta Y$  plus faible ; Figure 4.9).

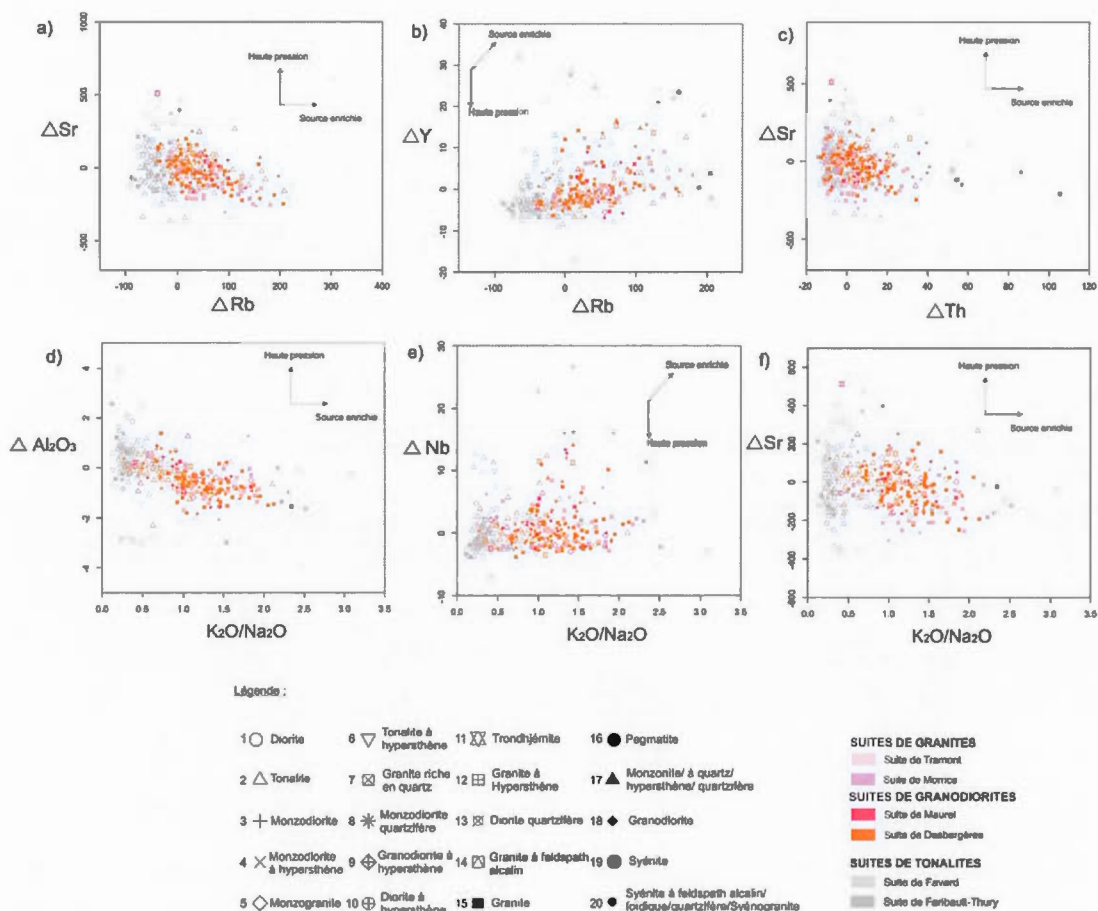


Figure 4.9 : Identification des caractéristiques géochimiques de différentes suites magmatiques du NEPS (Favard, Faribault-Thury, Desbergères, Maurel, Morrice et

Tramont) présentant des signatures géochimiques distinctes afin de tester la méthodologie utilisée (inspiré de Moyen et al., 2010).

De plus, dans ce type de diagramme, les données présentent une tendance angulaire ayant la forme d'un « coude » ce qui permet de mettre en évidence deux processus géochimiques distincts (figure 4.9) ; 1) la mise en évidence des roches intrusives formées par la fusion d'une source à haute pression (entre 15 et 18Kbar) et globalement appauvrie, faisant ainsi penser à de la fusion le long d'un slab en subduction (Moyen *et al.*, 2010) ; 2) la mise en évidence les roches intrusives formées par la fusion d'une source magmatique à plus faible profondeur et globalement plus enrichie. Ce dernier processus pourrait ainsi faire penser contrairement au premier processus à de la fusion intracrustale (Moyen *et al.*, 2010).

Il est possible de représenter ces différents processus de manière géochronologique (Figure 4.10). Le diagramme  $\Delta Sr$  versus  $K_2O/Na_2O$  a été sélectionné car il présente le mieux les deux processus magmatiques cités précédemment que l'on souhaite tracer à l'échelle du NEPS (Figure 4.9). Les suites magmatiques de gneiss gris mises en place avant 2740 Ma présentent des enrichissement en  $\Delta Sr$  (axe y du diagramme) et un faible rapport  $K_2O/Na_2O$  (Figure 4.10). Le rapport  $K_2O/Na_2O$  est globalement inférieur à 1 alors que le  $\Delta Sr$  varie de -400 à 400. En revanche, les suites plutoniques supracrustales présentent un rapport  $K_2O/Na_2O$  plus élevé compris entre 0,5 et 2.0 et un  $\Delta Sr$  compris entre -200 et 200 ce qui suggère un degrés de fusion partielle de la roche source de plus faible pression et un enrichissement plus élevé par rapport aux suites de gneiss gris du NEPS. Les suites plutoniques interprétées comme des assemblages de base de croûte fondue présentent des compositions mixtes des deux unités précédemment citées (Figure 4.10). Ces suites magmatiques à orthopyroxènes et clinopyroxènes (Loups Marins, Mac Mahon, Troie et Quimussinguat) présentent à la fois un rapport  $K_2O/Na_2O$  élevé (compris entre 0,5 et 2) au sein des phases de composition granitique mais également une amplitude des  $\Delta Sr$  variable (compris

entre -400 et 400 ; axe des y) au niveau des tonalites de ces suites magmatiques à clinopyroxènes et orthopyroxènes. Tout ceci indique que les gneiss gris du NEPS présentent un signal géochimique de profondeur de fusion variable c'est-à-dire à la fois de haute profondeur mais également de plus faible. Cette variabilité en terme de pression pourrait s'expliquer par le degré d'impureté des plagioclases (Ca, Na) et des grenats (Ca, Fe, Mn, Mg ; Tribuzio *et al.*, 1996 ; Stevenson, communication personnelle). Ces impuretés dans les grenats et les plagioclases pourraient varier la pression de fusion de l'ordre de 1 à 5 Kbar ce qui pose une question sur les pressions déterminées. Ces zones de « mélanges » de liquides et de solides complique également la modélisation. Cependant, ces suites magmatiques semblent correspondre aux produits de fusion de sources magmatiques plus appauvries que celle des suites supracrustales. En revanche, les suites de granodiorites, granites (unités supracrustales du NEPS) présentent des caractéristiques inverses avec un signal géochimique indiquant une source magmatique enrichie fondue à plus faible profondeur. Les suites magmatiques à orthopyroxènes et clinopyroxènes présentent à la fois des indices suggérant la fusion de roches sources magmatiques à plus forte pression mais également des intrusifs granitiques indiquant la fusion d'une roche source plus enrichie que celle des gneiss gris. Ces unités pourraient donc être les témoins du processus de ségrégation magmatique après 2740 Ma au sein du NEPS.

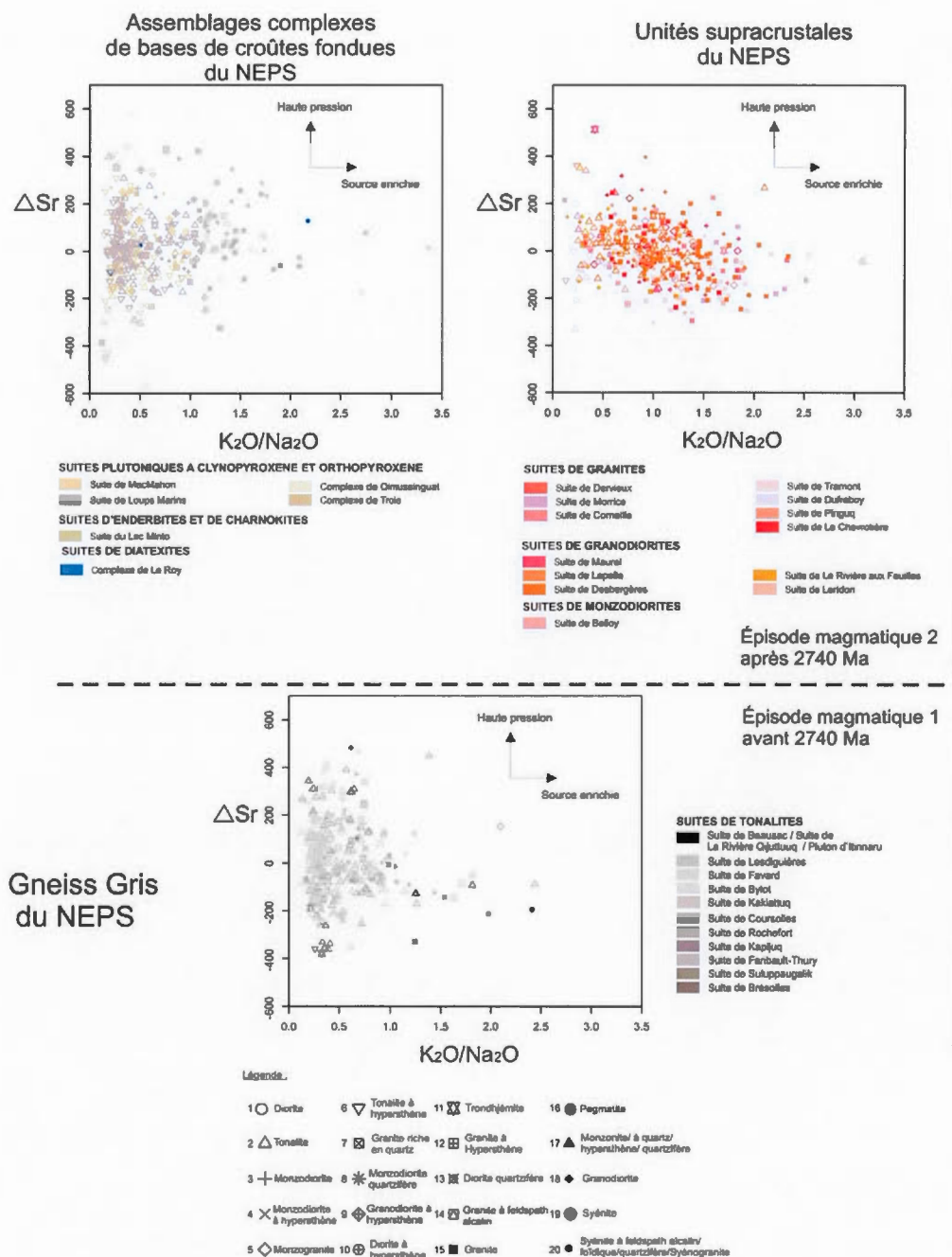


Figure 4.10 : Diagrammes delta utilisés sur les roches intrusives différenciées du NEPS et représentés de manière chronologique du bas vers le haut de la figure (inspiré de Moyen et al., 2010).



La figure ci-dessous (Figure 4.11) oppose systématiquement un paramètre géochimique dépendant de la pression (Sr, Nb, Y et  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) *versus* un autre paramètre géochimique indiquant le degré d'enrichissement ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , Rb et Th) de la source fondue (inspiré de Moyen *et al.*, 2010). La figure 4.11 ne fait que confirmer les précédentes observations. En effet, elle montre que les gneiss gris du NEPS présentent une grande variabilité en  $\Delta\text{Sr}$ , des valeurs élevées en  $\Delta\text{Al}_2\text{O}_3$  et de faibles valeurs en  $\Delta\text{Y}$  et  $\Delta\text{Nb}$  contrairement aux unités plutoniques supracrustales. Ce comportement suggère une fusion partielle à pression plus élevée que les suites plutoniques supracrustales du NEPS. En revanche, ces dernières présentent un rapport  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ( $0,5 < \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 3,0$ ) plus élevé. Elles présentent des valeurs en  $\Delta\text{Rb}$  et  $\Delta\text{Th}$  élevées par rapport aux gneiss gris et aux assemblages complexes de base de croûte fondue du NEPS.

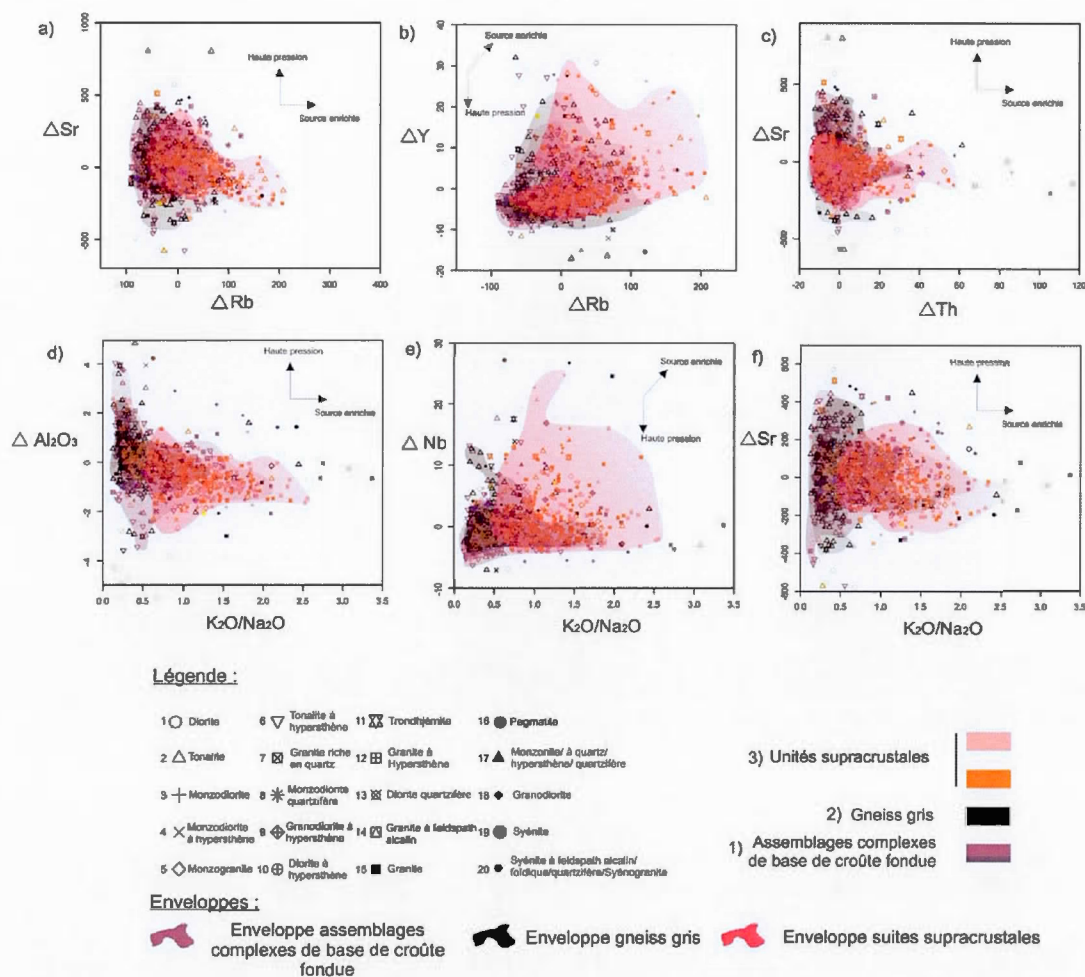


Figure 4.11 : Paramètres delta calculés des roches intrusives différenciées du NEPS mettant en évidence le degré d'enrichissement ainsi que le niveau de profondeur de la roche source fondue (inspiré de Moyen et al., 2010).

#### 4.1.2.2. Traçage de l'anomalie en europium ( $\text{Eu}_N/\text{Eu}^*$ ) des roches intrusives différenciées archéennes du NEPS

Le traçage de l'anomalie en europium ( $\text{Eu}_N/\text{Eu}^*$ ) est généralement un bon indicateur du partitionnement entre les phases magmatiques liquides ( $\text{Eu}_N/\text{Eu}^* < 1$  = anomalie négative en europium) et les phases magmatiques solides (Drake *et al.*, 1975). En réalité l'anomalie en Eu trace le plagioclase, mais pas le solide de façon générale

même si il est vrai en l'occurrence que le solide est globalement dominé par du plagioclase. Une anomalie négative en europium indique un appauvrissement en Eu de la chambre magmatique. Les phases solides restitiques présenteront généralement une anomalie positive en europium ( $Eu_N/Eu^* > 1$  = anomalie positive en europium). L'enrichissement en Eu par rapport à la normalisation à chondrite indique une accumulation de plagioclase et donc de phase solide dans la chambre magmatique traitée (Drake *et al.*, 1975). Les gneiss gris ainsi que les suites magmatiques correspondant à des assemblages complexes de base de croûte fondue présentent des anomalies positives en Eu élevées (Figure 4.12). Au contraire, les suites plutoniques supracrustales présentent essentiellement des signatures magmatiques de liquides avec une anomalie en Eu négative fréquente et un rapport  $K_2O/Na_2O$  élevé (Figure 4.12).

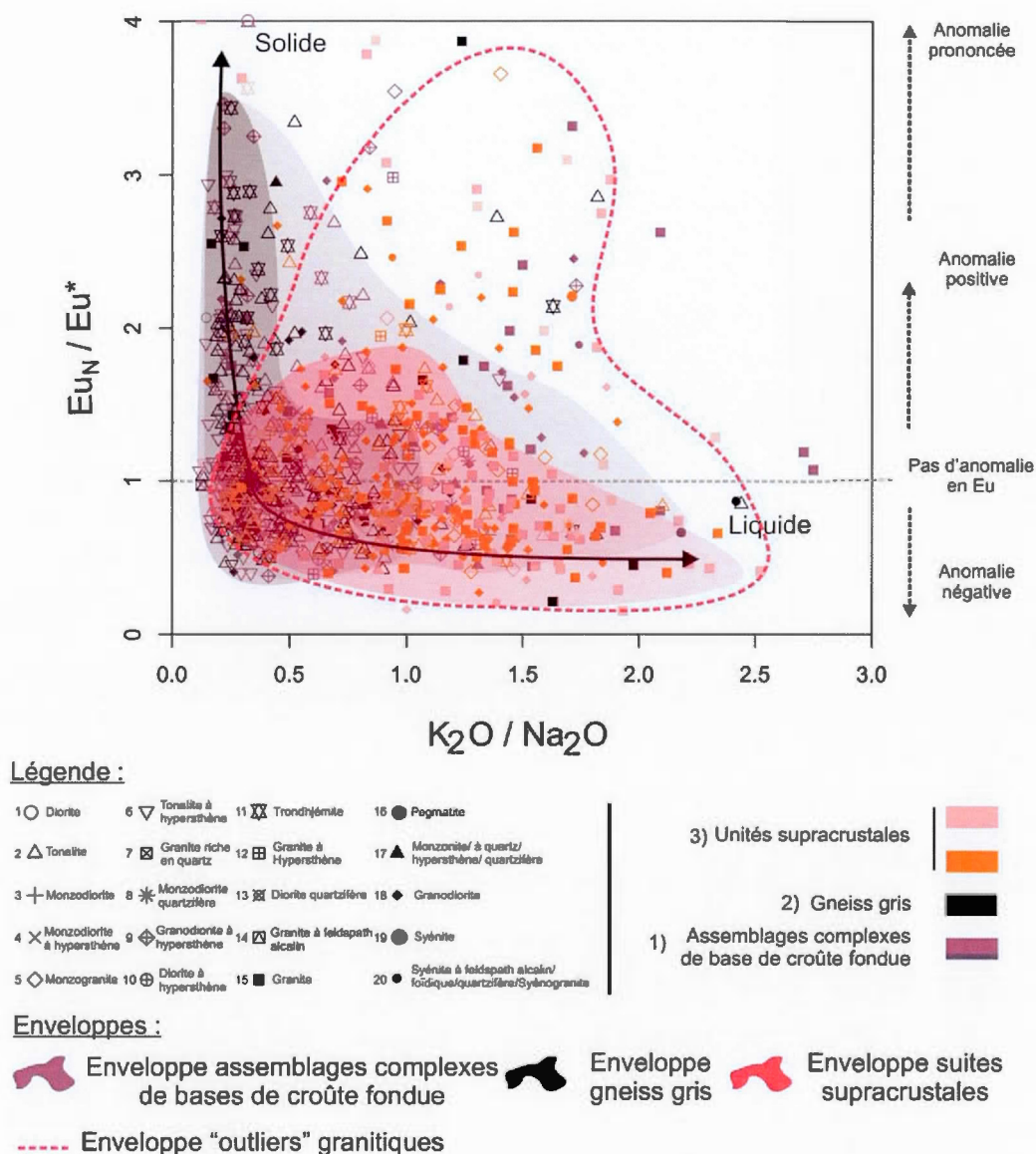


Figure 4.12 : Diagramme  $K_2O/Na_2O$  versus  $Log.(Eu_N/Eu^*)$  appliqué aux roches intrusives différenciées du NEPS. L'anomalie en europium et plus précisément le  $Eu^*$  a été calculé à l'aide de la formule suivante  $Eu^* = \sqrt{Sm_N \cdot Gd_N}$ .



Cette anomalie en Europium pourrait être contrôlée par d'autres phases minérales (monazite, ...) ce qui pourrait expliquer les anomalies positives en europium observées dans certaines phases granitiques tardives (Jébrak, communication personnelle ; Figure 4.12).

#### 4.1.2.3. Modélisation de fusion partielle appliquée aux roches intrusives du NEPS

L'objectif de ce travail de modélisation de fusion partielle appliqué aux roches intrusives du NEPS est de tracer leurs sources magmatiques potentielles. Une méthodologie précise décrite dans le chapitre méthodologique de ce mémoire (*cf.* chapitre I, section 1.3.4.), a été utilisée sur les échantillons du NEPS permettant de tester des sources magmatiques potentielles. Il a été possible, en connaissant la minéralogie du résidu de fusion modélisé, de tracer la profondeur à laquelle la source potentielle a fusionné connaissant les courbes de stabilité des minéraux au sein des diagrammes de phases obtenus de manière expérimentale. Deux types de roches sources ont été testées afin de tracer la source magmatique des tonalites du NEPS (Table 4.5) : 1) un basalte archéen enrichi moyenné sur environ 882 données géochimiques (Ar-Basalt ; Martin *et al.*, 2014). Ce dernier est considéré comme la source potentielle la plus probable pour la formation des TTG archéennes (Martin *et al.*, 2014) ; 2) deux compositions géochimiques de tonalites (Moyen et Martin, 2012) a permis de tester la source potentielle des unités supracrustales granitiques du NEPS. Les compositions géochimiques des sources magmatiques potentielles utilisées dans les modèles de fusion partielles sont donc principalement tirées de Martin *et al.*, (2014) et Moyen et Martin (2012 ; Table 4.5). Les coefficients de partages utilisés dans le cadre de cette étude ont été tirés de Bédard (2006 ; Table 4.4).

Table 4.4: 1) Coefficients de partage utilisés afin d'effectuer les tests de modélisations (Bédard, 2006). 2) Amph : Amphibole ; Cpx : Clinopyroxène ; Fe-Ti-Ox : Fer-Titane-Oxyde ; Grenat : Grenat ; Ilm : Ilménite ; Opx : Orthopyroxène ; Pg : Plagioclase ; Rt : Rutile ; Ol : Olivine ; Qz : Quartz ; Bt : Biotite ; Magn : Magnétite ; Titan : Titanite ; Zircon : Zircon ; Épidote : Épidote ; Allanite : Allanite ; Apatite : Apatite.

	Coefficients de partage												
	Aln.	Am.	Ap.	Bt.	Cpx.	Fe-Ti-Ox	Grt.	Mag.	Opx.	Pl.	Rt.	Tnt.	Zrn.
Rb	0,0765	0,055	0,1	2,25	0,01	0,025	0,0007	0,001	0,047	0,068	0,0076	0,5	4
Ba	11,21	0,046	0,45	6	0,006	0,018	0,0004	0,001	0,047	1,016	0,0043	1,5	4
Th	2418	0,055	23	0,01	0,104	0,09	0,0075	0,02	0,13	0,095	0,2	0,16	62
U	20	0,05	25	0,1	0,032	0,09	0,024	0,02	0,089	0,091	0,2	0,14	298
Nb	3,5	0,274	0,05	0,085	0,007	3	0,04	0,04	0,01	0,239	42,8	2,2	50
Ta	3,5	0,477	0,05	0,107	0,028	2,7	0,08	0,04	0,126	0,053	68	6,55	50
La	1005	0,319	12	0,02	0,028	0,015	0,028	0,015	0,0003	0,358	0,0057	4,73	26,6
Ce	725	0,56	15	0,03	0,059	0,012	0,08	0,016	0,0007	0,339	0,0065	7,57	23,5
Pb	0,53	0,175	0,1	0,1	0,022	0,0078	0,032	0,022	0,047	0,77	0,0154	0,04	0,001
Pr	489	0,898	17	0,008	0,116	0,011	0,15	0,018	0,0014	0,316	0,0073	9	20
Sr	10,3	0,389	1,4	0,1	0,032	0,0022	0,019	0,022	0,047	6,65	0,036	2,68	20
Nd	308	1,32	19	0,03	0,115	0,01	0,222	0,026	0,0028	0,289	0,0082	12,4	21,7
Zr	0,13	0,417	16	0,023	0,125	2,3	0,537	0,12	0,031	0,078	3,7	1,92	130
Hf	18,9	0,781	16	0,023	0,208	2,4	0,431	0,97	0,246	0,069	4,97	2,43	450
Sm	116	2,09	20	0,04	0,259	0,009	1,43	0,024	0,0085	0,237	0,0954	14	17,7
Eu	4,34	1,79	13	0,031	0,341	0,01	1,54	0,025	0,68	2,17	0,00037	13,8	12,1
Gd	42,4	2,53	20	0,04	0,422	0,011	4,84	0,018	0,02	0,192	0,0106	11,9	15
Tb	24,3	2,6	19	0,05	0,502	0,018	7,8	0,019	0,03	0,17	0,0111	10	37,3
Dy	13,4	2,55	18	0,06	0,57	0,02	11,5	0,018	0,043	0,15	0,0116	8,27	60
Y	9,18	2,47	17,5	0,07	0,603	0,037	14,1	0,018	0,054	0,138	0,0118	5,42	80
Ho	7,55	2,41	16,8	0,08	0,616	0,035	15,3	0,018	0,06	0,132	0,0119	5,5	120
Er	4,35	2,22	15,5	0,09	0,64	0,067	18,8	0,018	0,079	0,117	0,0122	5,54	200
Tm	2,58	2	14,2	0,1	0,644	0,102	21,5	0,018	0,101	0,104	0,0124	4	300
Yb	1,59	1,79	13	0,11	0,635	0,13	23,2	0,018	0,125	0,094	0,0126	3,02	490
Lu	1,02	1,59	10	0,12	0,617	0,19	24,1	0,018	0,149	0,085	0,0127	2	632
V	0,1	3,93	0,2	1,5	1	7,8	3,5	2	0,737	0,062	0	5,94	0
Sc	50	8,66	0,22	17	14,7	1,4	5,9	2	1,47	0,012	0	1,64	60

Table 4.5 : Compositions géochimiques des roches sources testées dans le cadre de la modélisation de fusion partielle (extrait de Martin et al., 2010; Moyen et Martin, 2012).

Composition de la source (ppm)			
	Ar-Basalt (Martin et al., 2014)	HP-TTG (Moyen et Martin, 2012)	MP-BP-TTG (Moyen et Martin, 2012)
Rb	15,1	52,32	69,5
Ba	135,1	444	478
Th	1,58	3,36	6,03
U	0,3	0,71	1,27
Nb	4,33	3,08	6,18
Ta	0,37	0,37	0,74
La	7,46	17,5	29,7
Ce	17,5	31,1	55,1
Pb	n.a	n.a	n.a
Pr	n.a	n.a	n.a
Sr	181	495	452
Nd	11,2	11,7	21,3
Zr	75,9	113	154
Hf	2,07	2,89	4,05
Sm	3,88	1,9	3,55
Eu	1,02	0,64	0,99
Gd	3,66	1,28	2,72
Tb	n.a	n.a	n.a
Dy	4,4	0,86	1,93
Y	23,13	3,81	9,78
Ho	n.a	n.a	n.a
Er	2,47	0,42	0,98
Tm	n.a	n.a	n.a
Yb	2,39	0,37	0,9
Lu	n.a	n.a	n.a
V	n.a	n.a	n.a
Sc	n.a	n.a	n.a

Plusieurs modèles ont ainsi été testés sur les deux types de sources précédemment mentionnées afin de tracer les conditions de fusion de la source magmatique des roches intrusives du NEPS (Table 4.6) :

Table 4.6 : 1) Modèles testés dans le cadre des travaux de modélisation de fusion partielle effectués sur les données de roches intrusives différenciées du NEPS (inspiré d'après Moyen, 2011) ; 2) Amph : Amphibole ; Cpx : Clinopyroxène ; Grenat : Grenat ; Ilm : Ilménite ; Opx : Orthopyroxène ; Pg : Plagioclase ; Rt : Rutile ; Ol : Olivine ; Qz : Quartz ; Bt : Biotite ; Magn : Magnétite ; Titan : Titanite ; Zircon : Zircon ; Épidote : Épidote ; Allanite : Allanite ; Apatite : Apatite.

	Résidu modélisé normalisé (%)																Sources modélisées
	Am.	Cpx.	Grt.	Ilm.	Opx.	Pl.	Rt.	Ol.	Qtz.	Bt.	Mag.	Ttn.	Zrn.	Ep.	Aln.	Ap.	
Modèle 1 (HP)	–	0,59	0,39	–	–	–	0,009	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Ar-Basalte
Modèle 2 (MP)	0,6	0,25	0,15	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Ar-Basalte
Modèle 3 (BP)	0,5	0,2	0,1	–	–	0,2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Ar-Basalte
Modèle 4 (HP)	–	0,59	0,39	–	–	–	0,009	–	–	–	–	–	–	–	–	–	HP Tonalite
Modèle 5 (BP)	0,5	0,2	0,1	–	–	0,2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	HP Tonalite
Modèle 6 (HP)	–	0,59	0,39	–	–	–	0,009	–	–	–	–	–	–	–	–	–	BP Tonalite
Modèle 7 (BP)	0,5	0,2	0,1	–	–	0,2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	BP Tonalite

Trois types de modèles ont ainsi été testés sur les différents types de roches sources modélisées (Tables 4.5 et 4.6) :

- 1) Le premier modèle testé dans le cadre du NEPS correspond à un modèle dit de fusion à haute pression (HP). Le résidu magmatique obtenu dans le cadre de ce modèle de fusion partielle est constitué de 0,59% de clinopyroxène, 0,39% de grenat et de 0,01% de rutile (Table 4.6).
- 2) Le deuxième modèle de fusion partielle testé dans le cadre de ce travail correspond à une fusion partielle à moyenne pression (MP). Le résidu magmatique obtenu dans le cadre de ce modèle de fusion partielle est constitué de 0,6% d'Amphibole, 0,25% de clinopyroxène et de 0,15% de grenat (Table 4.6).
- 3) Le troisième type de modèle de fusion partielle testé correspond à une fusion partielle à basse pression (BP). La composition géochimique du résidu de fusion



partielle testé se compose de 0,5% d'amphibole, 0,2% de clinopyroxène, de 0,1% de grenat et de 0,2% de plagioclase (Table 4.6).

Les résultats obtenus présentés sur la figure 4.13, indiquent qu'il faut faire fondre une source basaltique à haute pression (HP) afin d'obtenir les signatures en Sr/Y élevées que l'on retrouve au sein des suites de gneiss gris (avant 2740 Ma). Bédard (2006) suggèrent que les trondjhémities, du fait de leur caractère enrichi, sont les produits de la cristallisation fractionnée de liquide magmatique de composition tonalitique. Cependant, il apparaît difficile de faire la différence entre les modèles de cristallisations fractionnées et de fusions partielles. De plus, comme le soulignent Moyen *et al.*, (2007), il n'est pas possible de faire de telles roches par cristallisation fractionnée car le liquide ne contient pas assez de Fe+Mg pour faire toute l'amphibole nécessaire. Cependant la fusion à haute pression de tonalites pré-existantes est également envisageable (Figure 4.13b) pour certaines tonalites. En effet, ces dernières sont généralement appauvries en Y donc la modélisation de ce type de source présentera toujours un contenu en Y faible. Cependant, la fusion de basalte enrichi (Ar-Basalte) à haute pression semble être la source la plus plausible afin d'obtenir des enrichissements en terme de rapport Sr/Y des tonalites du bloc de Minto (Figure 4.13). Il semblerait que le résidu doivent être enrichi en grenat afin de présenter un rapport Sr/Y élevé ce qui est plus facile à obtenir en faisant fondre une tonalite plutôt qu'un basalte archéen enrichi (Ar-Basalte de Martin et Moyen, 2014). Dans la majorité des modèles testés, il apparaît évident que le résidu magmatique produit afin de former les gneiss gris du NEPS correspondent à un résidu dépourvu de plagioclase suggérant une fusion de la source magmatique à haute pression ( $> 15$  Kbar ; cf. Figure 1.1). Par la suite (après 2740 Ma), la fusion à plus basse pression ( $< 15$  Kbar ; résidu de fusion partielle composé de plagioclases) d'une source tonalitique permet d'expliquer la formation des suites granitiques tardives par mécanismes de fusion partielle (Figure 4.13).

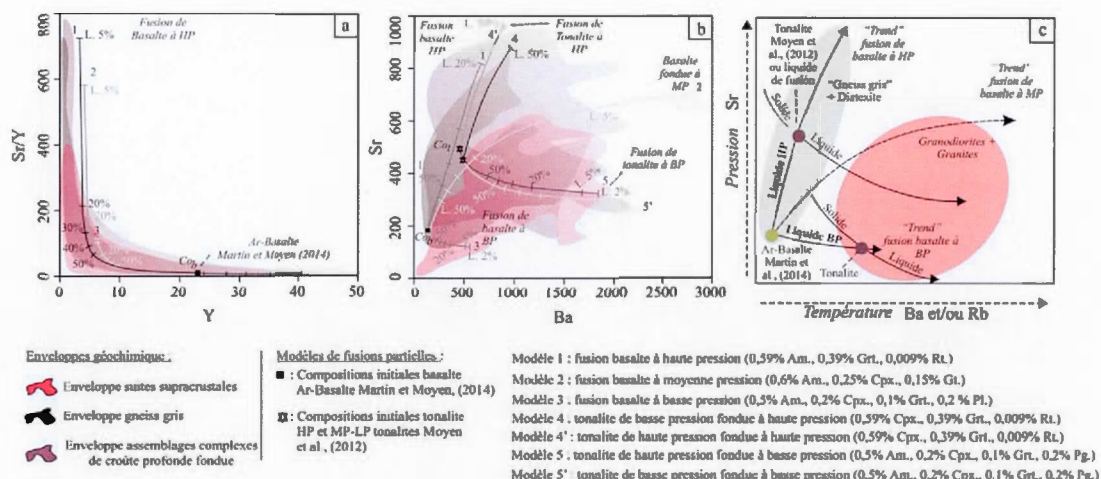


Figure 4.13 : Modèle de fusion partielle appliquée aux roches intrusives du NEPS ; a) Diagramme Y vs Sr/Y ; b) Diagramme Ba vs Sr ; c) Interprétation synthétique des modèles de fusion partielle appliqués au NEPS.

Les résultats obtenus, à partir des modèles de fusion partielle testés, montrent clairement que les suites de TTG du NEPS sont les produits de la fusion partielle d'une source metabasaltique fondue à haute pression (>15 Kbar ; Figure 4.13a et 4.13b). En revanche, il serait possible d'envisager que les plutons supracrustaux soient les produits de la fusion ultérieure à basse pression (BP ; Figure 4.13b) des tonalites précédemment formées par la fusion à haute pression (HP ; Figure 4.13a et 4.13b) de la source metabasaltique fondue ( $C_0$ ).

#### 4.1.2.4. Représentation cartographique par méthode de krigage des différents paramètres géochimiques étudiés

L'objectif de l'interpolation spatiale par méthode de krigage effectuée dans le cadre de ce travail a été de cartographier les différents processus magmatiques ayant affecté l'histoire géologique du NEPS. Ce type de traitement a permis de cartographier deux processus magmatiques importants à l'échelle régionale du bloc de Minto : 1) la fusion partielle de sources metabasaltiques à haute pression (HP) avant 2740 Ma ; 2) la ségrégation magmatique et l'extraction de phase liquide de composition granitique

par mécanismes de fusion partielle après 2740 Ma. Ces zones sont soulignées par le traçage des zones d'accumulation de phases magmatiques solides (restitiques) et liquides (liquide magmatique de composition granodioritique et granitique).

Le  $\Delta\text{Sr}$ , l' $Y$ , le rapport  $K/Na$ , le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  ainsi que le logarithme de l'anomalie en europium ( $\log \text{Eu}_N/\text{Eu}^*$ ) ont pu être cartographiés en interpolant les données géochimiques par méthode géostatistique de krigeage afin de tracer les deux étapes principales ayant affecté l'évolution magmatique du NEPS (Figure 4.14 et 4.15). Les paramètres géochimiques sont combinées afin de faire ressortir d'une part, la profondeur de fusion de la source metabasaltique fondue, et d'autre des informations concernant le processus de ségrégation magmatique. Les points noirs correspondent aux roches intrusives des suites magmatiques à orthopyroxènes et clinopyroxènes présentant une signature de type sanukitoïdes. Ces dernières composantes (qui correspondent à des composantes hybrides) ont été supprimées de l'interpolation spatiale afin de ne pas perturber le signal géochimique.

La carte d'interpolation spatiale ci-dessous (Figure 4.14 ;  $Y$  vs  $\Delta\text{Sr}$  vs  $\log \text{Eu}_N/\text{Eu}^*$ ) permet de mettre en évidence la première étape en différenciant la fusion de source metabasaltique à basse pression (BP) et celle à haute pression (HP). Les zones (en vert) correspondent aux roches dont la source basaltique enrichie a fusionné à haute pression (HP) avant 2740 Ma. Les zones bleutées correspondent à l'expression spatiale de l'anomalie en europium et font donc référence à la deuxième étape magmatique d'évolution du bloc du Minto c'est-à-dire à l'accumulation de phase solide lors du processus de ségrégation magmatique après 2740 Ma. Lorsque cette dernière est bien exprimée, cela signifie que lors de cette phase de ségrégation magmatique après 2740 Ma, ces zones cartographiques ont accumulées des phases restitiques. Toujours d'après cette carte, les domaines de Douglas Harbour et de Tikkerutuk expriment bien ce phénomène d'accumulation de phases restitiques (R ; Figure 4.14 et 4.15) lors de la fusion crustale. La signature de la première phase de

fusion des roches sources metabasaltiques est un peu masquée. Cependant, à l'Est de la zone Nord-Sud verdâtre ainsi qu'au Sud de la province du NEPS, des zones rougeâtres (signature de l'Y) s'interprètent comme de la fusion à plus faible pression de cette source metabasaltique avant 2740 Ma.



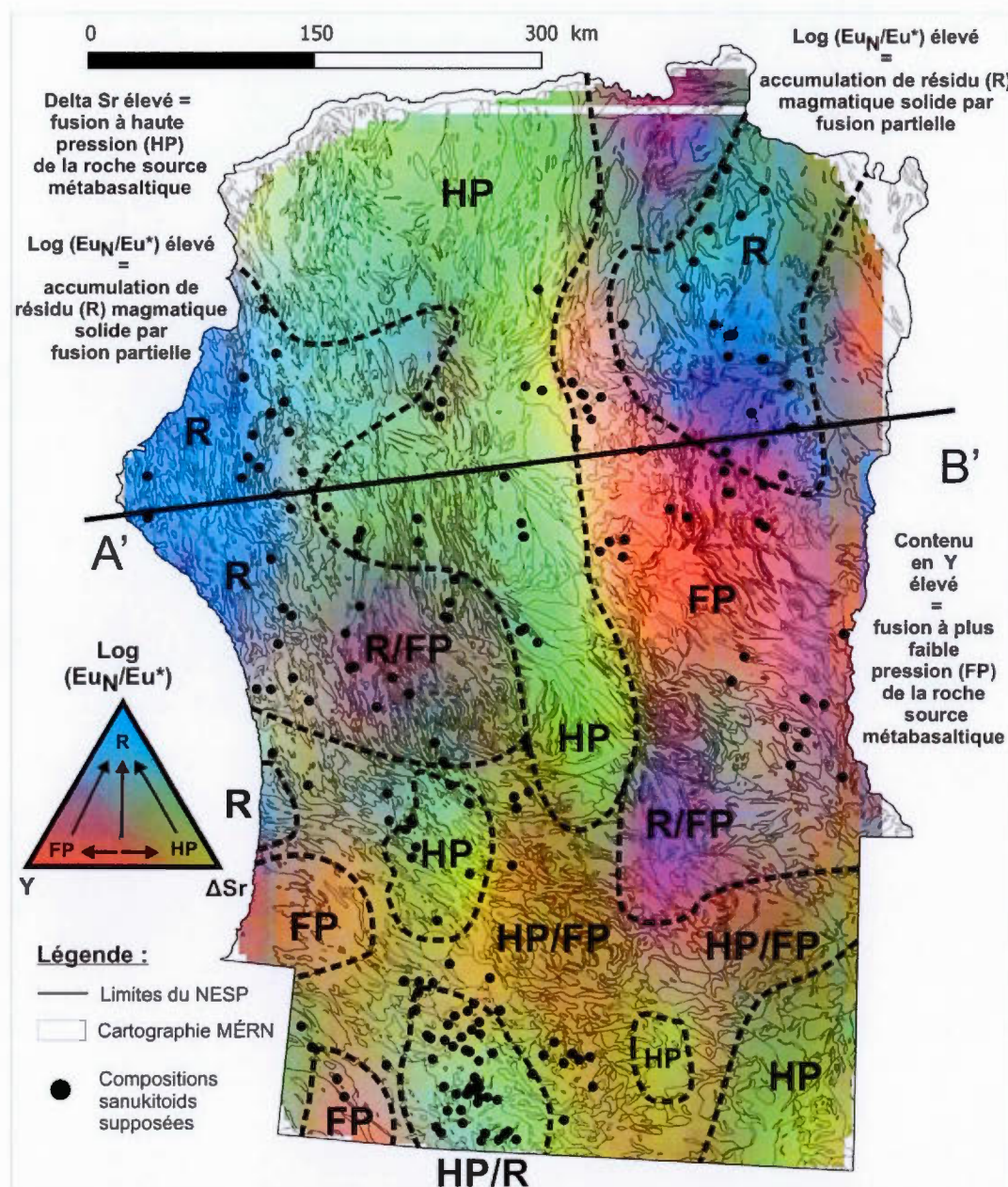


Figure 4.14 : Représentation cartographique de l'interpolation spatiale par krigeage combinant le delta Sr ( $\Delta Sr$ ), le logarithme de l'anomalie en europium ( $\log.Eu_N/Eu^*$ ) ainsi que de l'yttrium (Y). Les points noirs correspondent aux composantes sanukitoïdes extraites afin d'effectuer l'interpolation spatiale par krigeage.

La carte ci-dessous (Figure 4.15) diffère de la précédente par le remplacement de la concentration géochimique en Y des roches intrusives traitées par le rapport géochimique K/Na. Ce dernier permet de cartographier les phases magmatiques granitiques qui ont accumulées du liquide et donc de cartographier à l'échelle du NEPS la deuxième étape de ségrégation magmatique par fusion partielle après 2740 Ma. Elle permet de clarifier le processus magmatique en deux étapes qui ont affecté l'histoire magmatique du NEPS. En effet, les zones vertes correspondent aux régions du NEPS où la source basaltique a fusionné à HP avant 2740 Ma. Cependant, dans ce contexte et dans le cadre de cette combinaison d'éléments géochimiques, la zone verte peut également correspondre à des intrusions ni très appauvries, ni très enrichies en liquide. Il doit s'agir d'intrusifs relativement « neutres » (donc peu fondus) lors de la deuxième étape (après 2740 Ma) de ségrégation magmatique et de partitionnement entre phases liquides et solides.



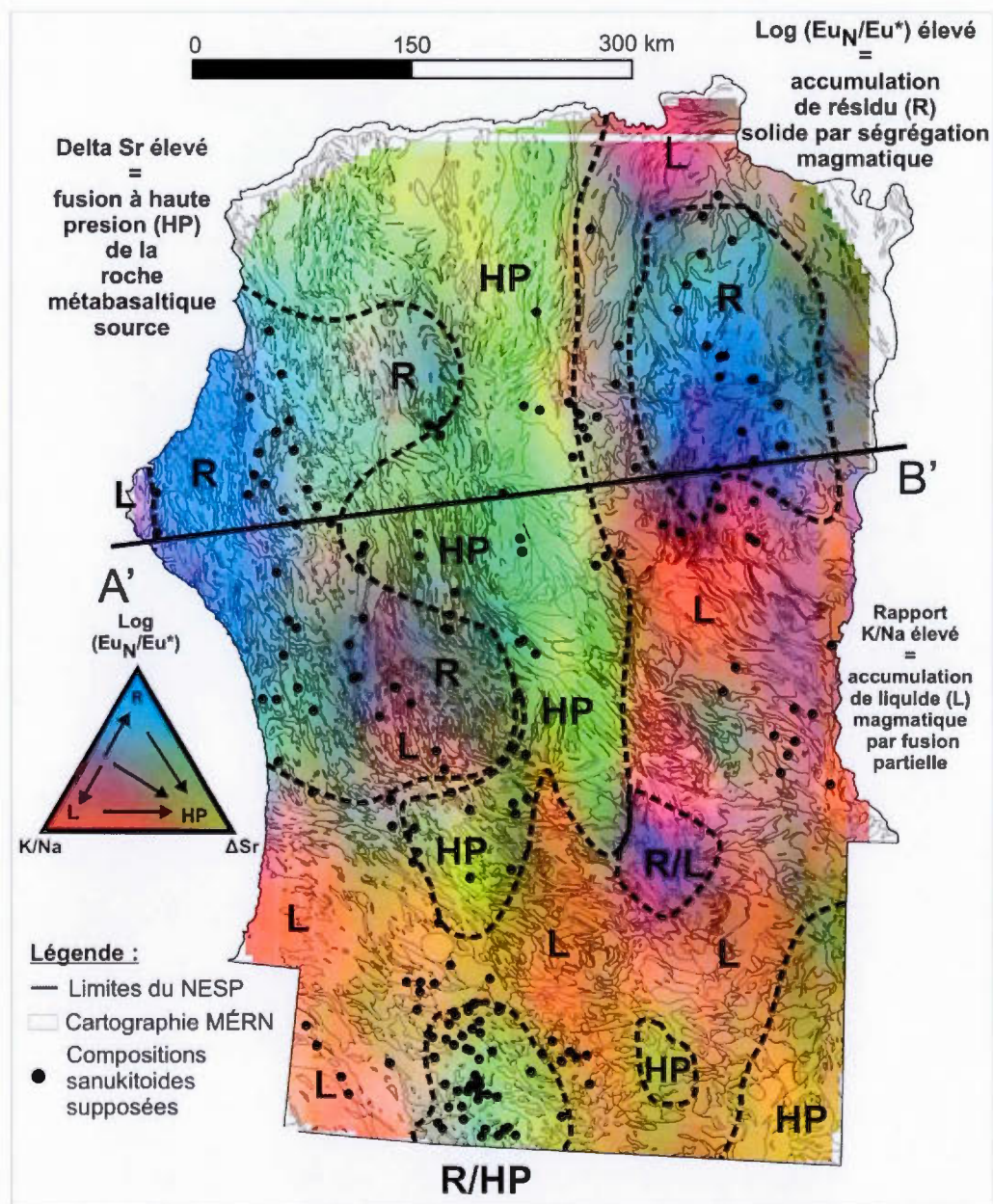


Figure 4.15: Représentation cartographique de l'interpolation par krigeage combinant le logarithme de l'anomalie en europium ( $\log.Eu_N/Eu^*$ ), du delta Sr ( $\Delta Sr$ ) et du rapport K/Na. Les points noirs correspondent aux composantes sanukitoïdes extraites du traitement afin d'effectuer l'interpolation spatiale par krigeage.

#### 4.1.2.5. Discussion

A partir des diagrammes ternaires utilisés afin de classer les différentes suites plutoniques du NEPS, il est possible de s'apercevoir que le recyclage crustal au sein du NEPS n'est pas fortement développé (Figures 4.4, 4.5, 4.6, 4.7). En effet, très peu d'échantillons traités ne tendent pas franchement vers le pôle A/CNK de la projection testée ce qui indique une faible proportion de composantes alumineuses existantes au sein du NEPS (Figures 4.4d, 4.5d, 4.6d, 4.7d). Les analyses géochimiques des roches intrusives du NEPS suggèrent qu'il existe un continuum entre les unités magmatiques de gneiss gris tonalitiques et les unités granitiques supracrustales, ce qui se traduit concrètement comme une séparation des phases magmatiques à restites et des phases liquides au sein du NEPS par mécanisme de ségrégation magmatique. Les modèles de fusion partielle testés suggèrent qu'afin d'obtenir de tels caractéristiques géochimiques, le manteau doit préalablement être enrichi. Dans cet ensemble magmatique les systèmes alcalins comme la suite de Kimber correspondraient aux racines de complexes alcalins érodés. Tout ceci suggère que le NEPS apparaît clairement comme une croûte juvénile en cours d'extraction de liquide par fusion partielle. En effet, le NEPS met bien en évidence une différenciation intracrustale expliqué par un processus de ségrégation des phases magmatiques liquides et solides. Le NEPS pourrait donc s'apparenter à un plateau océanique en cours de différenciation.

Comme le souligne les cartes d'interpolation par krigeage obtenues (Figures 4.14 et 4.15), le NEPS peut être divisés en trois zones Nord-Sud distincts (A, B et C). La zone centrale (B ; Figure 4.16) semble correspondre à des produits magmatiques dont la source métabasaltique enrichi a fusionné à plus haute pression que pour les zones A et C lors de la première phase d'évolution du NEPS (source basaltique ayant fusionnée à plus haute pression pour la zone B). Les zones A et C sont essentiellement composés d'une importante quantité d'unités magmatiques à orthopyroxène qui



semblent correspondre à des produits de fusion partielle dont la source a fusionner à plus haute pression comme l'ont proposé les travaux de Bédard *et al.*, (2006) pour le domaine de Douglas Harbour (Figure 4.16). Une autre interprétation serait de proposer que les zones A et C correspondent majoritairement à des suites plutoniques composées essentiellement de résidus solides restitiques produits par la fusion partielle de lithologies pré-existantes. La zone B correspondrait en revanche à une zone d'accumulation de liquides magmatiques produits de fusion partielle.

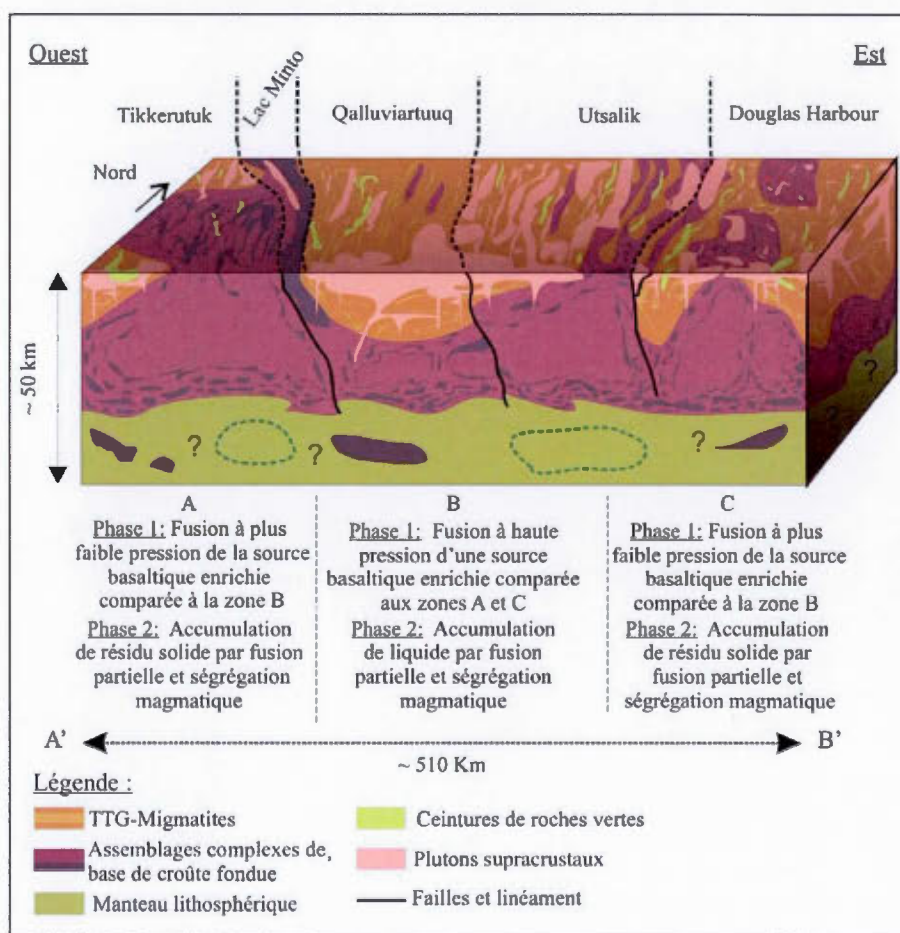


Figure 4.16 : Modèle schématique conceptuel de l'évolution magmatique du NEPS le long du transect A'-B' (Figure 4.1).

## 4.2. La construction des stocks métaux à l'Archéen.

### 4.2.1. État d'oxydation des suites plutoniques différenciées du Nord-Est de la Province du Supérieur

L'état d'oxydoréduction des intrusifs étudiés semble être le résultat de phénomènes d'oxydation magmatiques locaux (*cf.* Figure 4.17). La question qui se pose est de savoir quelle est la géométrie, la taille ainsi que le lien avec les processus de différenciation magmatique à l'échelle du NEPS de ces processus d'oxydoréduction locaux ? La figure 41 ci-dessous présente le diagramme de Blevin *et al.*, (1992 ; Figure 4.17a) comparé aux données de fer analysées pour le NEPS. Les suites plutoniques supracrustales tardives montrent une augmentation du degré d'oxydation. Ceci suggère un enrichissement de l'état d'oxydation lors de la deuxième étape (après 2740 Ma) lors de la différenciation magmatique du NEPS. Ces résultats semblent cohérents avec les résultats cartographiques de l'interpolation par krigeage obtenus (Figure 4.17). De plus, le caractère oxydé de ces granites archéens tardifs laissent entrevoir les prémisses des phénomènes subductifs oxydants. En contrepartie, la faible présence d'intrusifs réduits suggère que le NEPS s'apparente à une croûte immature n'ayant pas subi de recyclage crustal important et donc de fusion de protolites sédimentaires. Il est ainsi possible de tracer une évolution du comportement rédox des roches plutoniques du NEPS. Au sein des gneiss gris du NEPS, la moyenne du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0,78 \pm 1,52$  alors que dans les plutons supracrustaux granitiques, la moyenne du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  est égale à  $0,996 \pm 1,31$  (Table 4.7). Bien que les suites à clinopyroxène et orthopyroxène présentent une très grosse variabilité la moyenne du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  est égale à  $0,84 \pm 0,84$  (Table 4.7). Il semble ainsi se produire une réduction de la croûte inférieure et une oxydation de la croûte granitique superficielle. La question qui se pose est de savoir si cela est causé par le dégazage de vapeur d'eau ou de  $\text{CO}_2$  ?

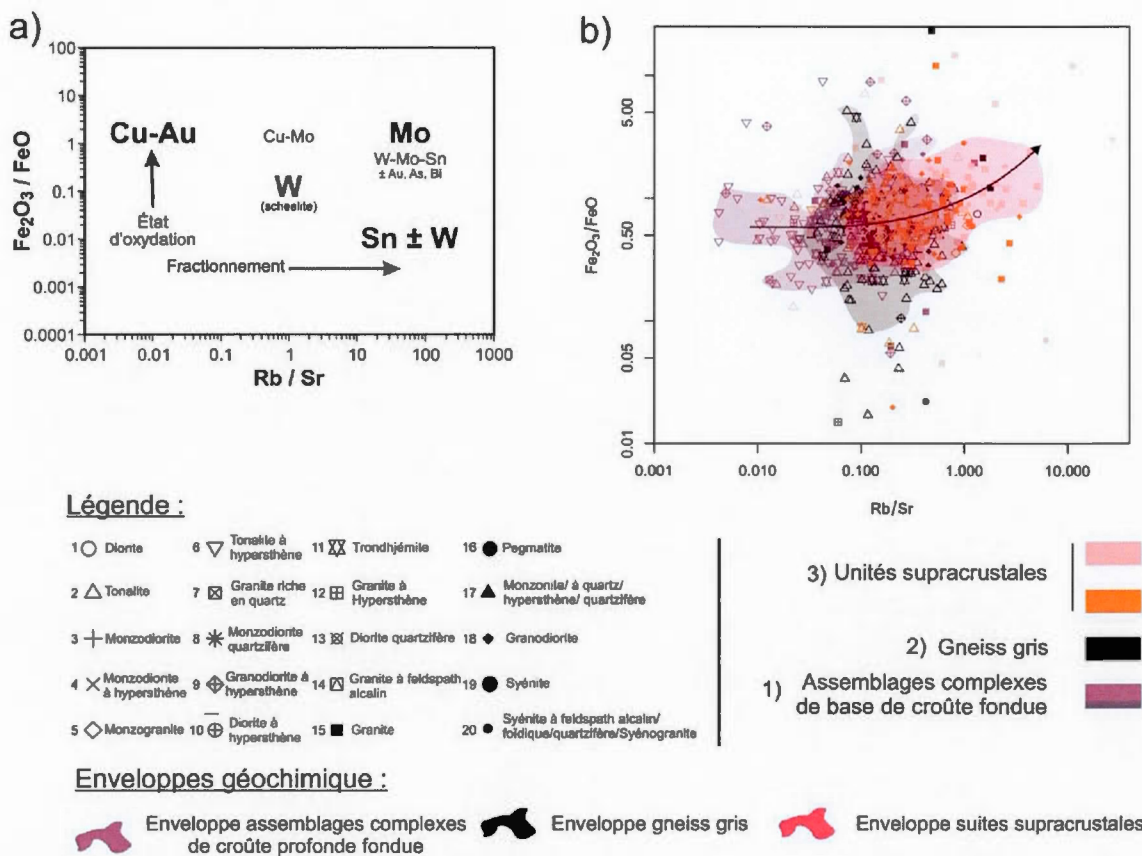


Figure 4.17 : État d'oxydation magmatique des suites plutoniques du NEPS ; a) Diagramme  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  vs.  $\text{Rb}/\text{Sr}$  (Blevin *et al.*, 1992) ; b) État d'oxydation magmatiques des suites plutoniques du NEPS.

La table ci-dessous (Table 4.7) présente l'évolution du rapport rédox des différents types de suites magmatiques étudiées. D'après cette dernière, ainsi que de la figure 4.18 ci-après, la moyenne géométrique du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  des suites de gneiss gris est de 0,57, celle des assemblages de base de croûte fondue est de 0,67 et celle des plutons supracrustaux est de 0,78. Les résultats sont assez similaires lorsque l'on essaie au maximum de s'affranchir de la différenciation (PC1) avec un filtre en  $\text{SiO}_2$  supérieur ou égale à 65%. Dans ce cas précis la moyenne géométrique du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  des ensembles de gneiss gris, d'assemblages de base de croûte fondue

ainsi que des plutons supracrustaux est égale à 0,56 ; 0,6 et 0,78 respectivement (Table 4.7 ; Figure 4.18).

Table 4. 7 : 1) Évolution du rapport rédox en fonction des différents types de roches intrusives du NEPS (filtre  $\text{SiO}_2 \geq 52\%$  et  $\text{SiO}_2 \geq 65\%$ ); 2) ACBCF = Assemblages Complexes de Base de Croûte Fondue; 3) Les résultats montrent clairement que la croûte profonde est réduite alors que la croûte superficielle est plus oxydée.

		Type de suite	Min-Max	Moyenne	Moyenne géométrique	Nombre de valeurs
Rapport Redox ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ )	Filtre $\text{SiO}_2 \geq 52\%$	Gneiss Gris	0,02-23,22	$0,78 \pm 1,52$	0,57	255
		ACBCF	0,015-8,92	$0,84 \pm 0,84$	0,67	328
		Plutons Supracrustaux	0,02-14,53	$1,0 \pm 1,31$	0,78	328
	Filtre $\text{SiO}_2 \geq 65\%$	Gneiss Gris	0,02-23,22	$0,78 \pm 1,61$	0,56	214
		ACBCF	0,16-8,92	$0,72 \pm 0,70$	0,6	205
		Plutons Supracrustaux	0,02-14,53	$1,01 \pm 1,36$	0,78	319

L'histogramme ci-dessous (Figure 4.18) ne fait que confirmer les résultats et l'évolution de l'état d'oxydation magmatique obtenus sur les suites plutoniques différenciées du NEPS. Cette augmentation de l'état d'oxydation des unités supracrustales pourrait être interprétée par l'apport de  $\text{CO}_2$  et d' $\text{H}_2\text{O}$  par des mécanismes subductifs tardi-Archéen.



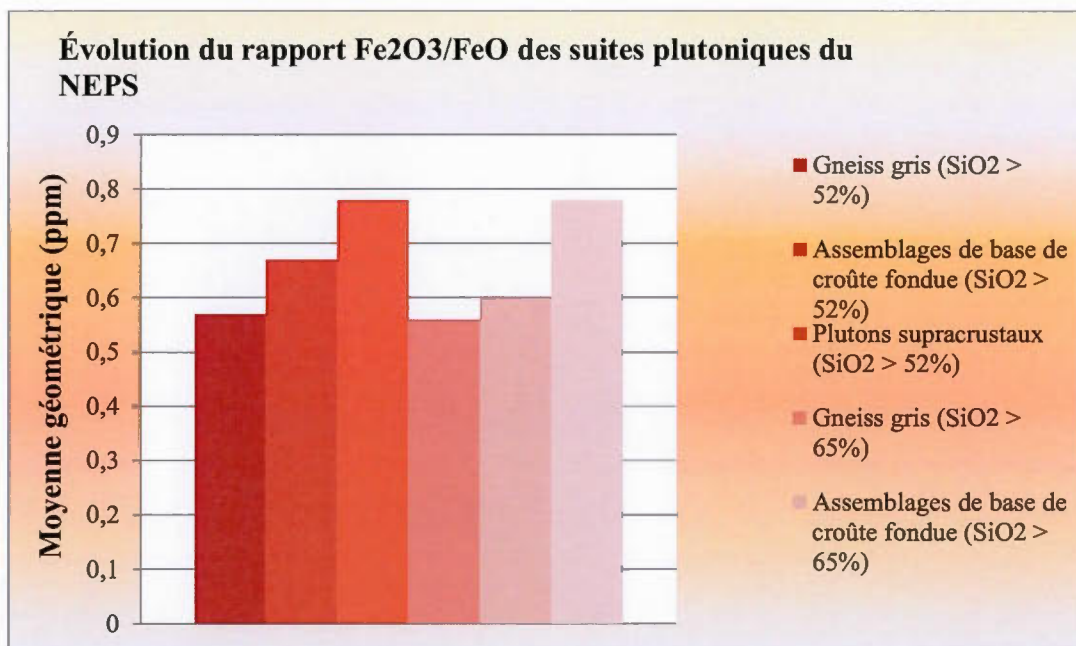


Figure 4.18 : Histogramme présentant les résultats de l'évolution du rapport d'oxydoréduction ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ) en fonction du type de suites du NEPS et du degré de différenciation.

La carte d'interpolation par krigeage ci-dessous (Figure 4.19) présente la combinaison des trois paramètres géochimiques que sont le logarithme de l'anomalie en europium (en bleu), le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  (en rouge) ainsi que le rapport  $\text{K}/\text{Na}$  (en vert). Le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  et a fortiori l'état d'oxydation magmatique semblent étroitement liés à la deuxième étape de l'évolution magmatique du NEPS après 2740 Ma. De ce fait, le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  a été combiné cartographiquement à des paramètres géochimiques faisant référence au deuxième épisode magmatique après 2740 Ma ( $\text{K}/\text{Na}$  et  $\text{Log.Eu}_\text{N}/\text{Eu}^*$ ; Figure 4.19). Il apparaît évident que l'état d'oxydation magmatique du fer (rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ) apparaît clairement moins continu et semble difficilement appréhendable (Figure 4.19). En effet, ce dernier s'exprime de manière sporadique, irrégulière et semble donc localisé. Il est tout de même possible d'observer des tendances régionales. Ainsi, au Sud de la Province du

NEPS proche de la sous-province de La Grande et de l'Ashuanipie, un linéament oxydé orienté Sud-Ouest/Nord-Est est clairement observable ce qui met en évidence un gradient d'oxydation positif vers le Sud de la province du NEPS (Figure 4.19). Tout ceci suggère un continuum géologique avec la province de la Baie-James plus au Sud. Il est également possible d'observer une corrélation positive entre l'état d'oxydation élevé et la concentration en suites plutoniques granitiques au sein du NEPS ce qui indique la présence d'une croûte granitique superficielle beaucoup plus oxydée.

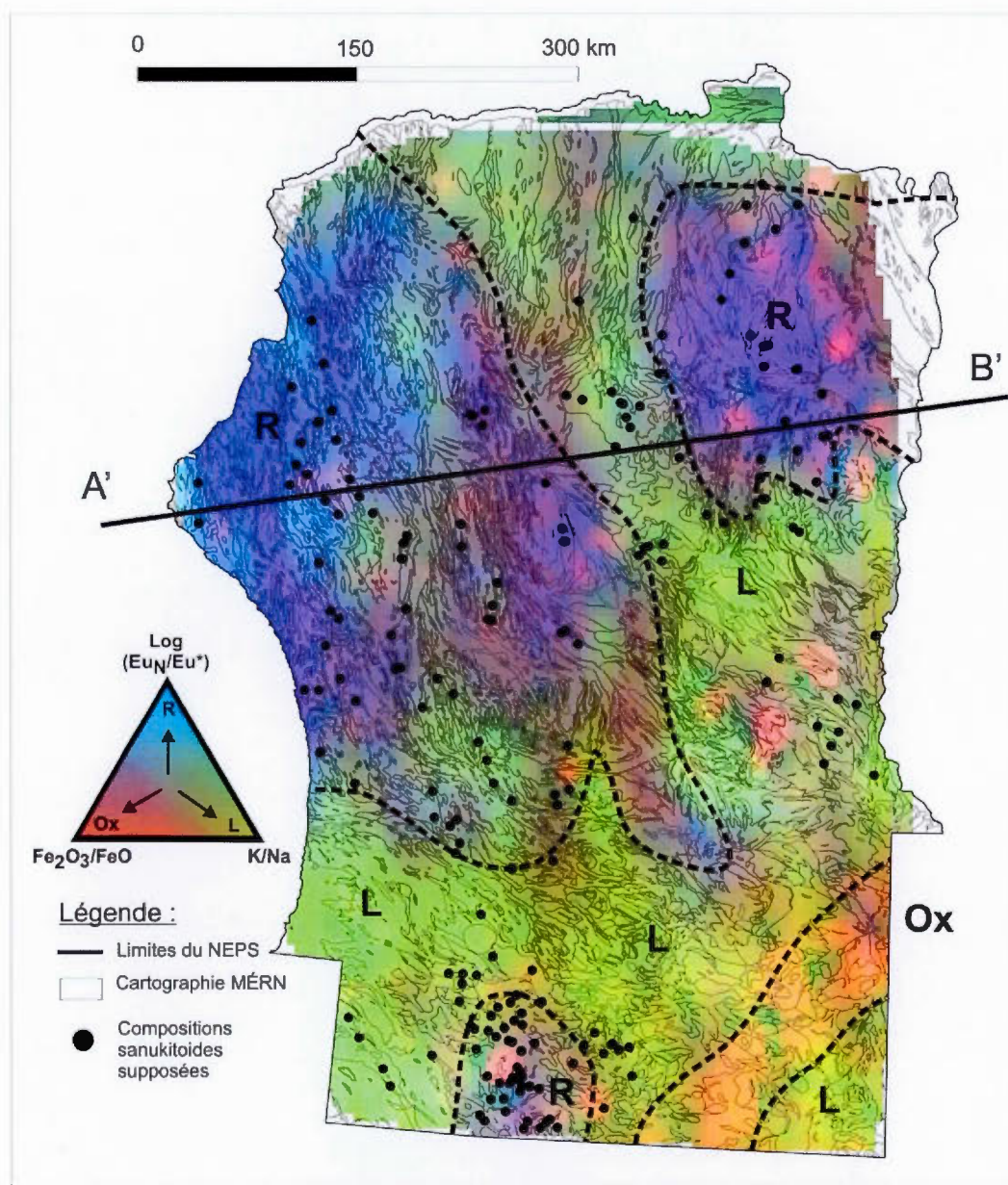


Figure 4.19 : Représentation cartographique de l'interpolation par krigeage combinant le logarithme du rapport K/Na, de l'état d'oxydation et du delta Sr ( $\Delta$ Sr). Les points noirs correspondent aux composantes sanukitoïdes extraites afin d'effectuer l'interpolation spatiale par krigeage.



#### 4.2.2. La notion de Clark archéen : concentration des métaux en contexte de fusion de croûte continentale

Dans le cadre de cette étude, l'un des objectifs a été de caractériser les prémisses de la stratification crustale des métaux au cours l'Archéen (Figure 4.20). De façon générale, il a été possible de tracer l'impact de la différenciation crustale sur le comportement des métaux. Les tables 4.8, 4.9 et 4.10 suivantes présentent les différents résultats obtenus sur les concentrations métalliques de chacun des types de suites magmatiques étudiés du NEPS (gneiss gris, assemblages complexes de base de croûte fondue, plutons supracrustaux ;  $\text{SiO}_2 \geq 52\%$ ).

Table 4.8 : Table des résultats de l'étude des concentrations métalliques (en ppm sauf Au exprimé en ppb) des suites magmatiques de gneiss gris du NEPS ( $\text{SiO}_2 \geq 52\%$ ).

Éléments (ppm)	Gneiss gris (Min-Max)	Moyenne	Moyenne géométrique	Nombre de valeurs
Ag	0,1-0,30	0,12±0,06	0,11	26
As	0,5-8,7	1,57±1,79	1,11	65
Au (ppb)	0,5-28,9	3,26±4,43	2,01	115
Co	0,3-33,10	7,3±5,06	5,76	268
Cu	0,20-98,0	9,06±11,76	4,62	273
Mo	0,10-11,5	0,91±1,4	0,41	159
Ni	0,10-48,0	8,62±8,11	5,68	273
Pb	0,3-19,9	4,26±3,79	3,05	269
Sb	0,10-1,1	0,26±0,35	0,16	8
Sn	1,0-5,0	1,64±0,83	1,48	103
Th	0,30-74,6	7,98±8,25	5,08	276
U	0,10-5,3	0,86±0,77	0,6	277
V	8,0-248	44,8±31,66	36,19	254
W	0,2-14,0	4,65±4,48	2,47	71
Zn	3,0-105,0	41,15±16,74	36,76	273



Table 4.9 : Table des résultats de l'étude des concentrations métalliques (en ppm sauf Au exprimé en ppb) des assemblages complexes de base de croûte fondue (ACBCF) du NEPS ( $\text{SiO}_2 \geq 52\%$ ).

Éléments (ppm)	ACBCF (Min- Max)	Moyenne	Moyenne géométrique	Nombre de Valeurs
Ag	0,1-0,4	0,12±0,07	0,11	20
As	0,5-3,8	1,28±0,96	1,02	39
Au (ppb)	0,5-34,0	2,98±4,06	1,99	99
Co	1,3-37,3	11,08±6,92	9,23	208
Cu	0,90-270,9	16,74±25,54	10,4	208
Mo	0,10-10,9	0,76±1,2	0,39	121
Ni	0,40-80,7	13,31±12,68	9,23	208
Pb	0,30-44,80	2,82±3,49	2,05	208
Sb	0,10-1,2	0,19±0,3	0,13	13
Sn	1,0-5,0	1,5±0,77	1,36	76
Th	0,07-28,2	3,81±4,5	1,95	200
U	0,05-2,2	0,43±0,35	0,33	192
V	8-222	62,5±41,31	50,5	206
W	0,10-13,7	3,27±3,42	1,67	61
Zn	5-124	41,18±17,23	37,37	208

Table 4.10 : Table des résultats de l'étude des concentrations métalliques (en ppm sauf Au exprimé en ppb) des plutons supracrustaux du NEPS ( $\text{SiO}_2 \geq 52\%$ ).

Éléments (ppm)	Plutons supracrustaux (Min-Max)	Moyenne	Moyenne géométrique	Nombre de valeurs
Ag	0,02-0,6	0,12±0,08	0,11	61
As	0,5-21,6	2,36±3,21	1,46	89
Au (ppb)	0,5-83	2,91±7,8	1,55	209
Co	0,2-34,1	5,83±4,62	3,4	387
Cu	0,1-341,4	9,16±19,49	4,8	397
Mo	0,1-629,7	3,6±38,35	0,7	269
Ni	0,1-36,5	5,91±5,17	3,99	397
Pb	0,2-120,1	8,51±15,9	5,6	396
Sb	0,1-0,4	0,14±0,09	0,12	26
Sn	1,0-8,0	1,74±1,02	1,54	155
Th	0,2-129,9	14,74±15,92	8,64	404
U	0,06-267	2,14±13,47	0,82	400
V	3,-257	40,72±28,43	33,02	359
W	0,1-34,5	5,6±4,76	3,34	160
Zn	2-136	34,55±17,96	29,31	398

La figure 4.20 ci-dessous est une représentation diagrammatique exprimant la concentration métallifère et de la stratification en éléments métalliques au sein d'une croûte continentale en fonction du type de suite étudié (assemblages de base de croûte fondue, gneiss gris, plutons supracrustaux). Lors de la fusion de la croûte vers 2740-2700 Ma, il se produit une fusion des gneiss gris entraînant la production de restites. Deux types de restites sont dissociables : 1) les diatexites issues de la fusions de matériel sédimentaire ; 2) et les suites à orthopyroxènes/enderbites issues de la fusion de volcanites. Une croûte granitique se forme alors par extraction de liquides entraînant une stratification magmatique de métaux. Les produits finaux pourraient dans ce cas s'apparenter à des intrusifs de type sanukitoïde. Les figures 4.20 et 4.21 montrent que les assemblages de base de croûte fondue sont plus enrichis en V, Zn,

Co, Cu, Ni (éléments ferromagnésiens). En revanche, les unités supracrustales semblent légèrement plus enrichies en Ag, As, Au, Pb, Sb, Sn, Th et U (éléments plus incompatibles). Les gneiss gris (Figures 4.20 et 4.21) présentent des teneurs globalement intermédiaires.

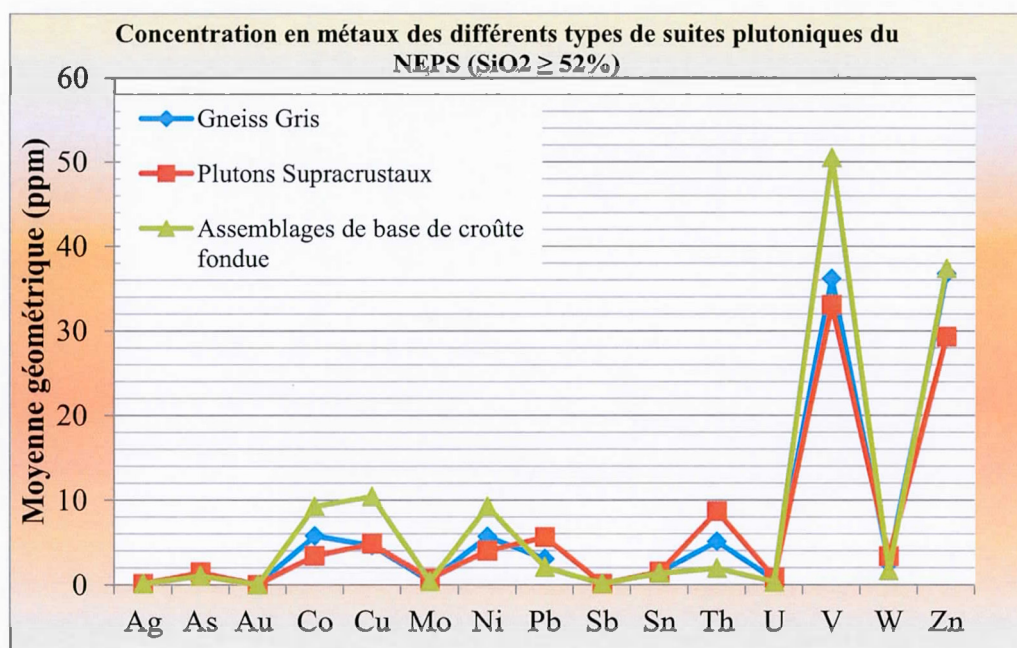


Figure 4.20 : Représentation graphique exprimant la moyenne géométrique des concentrations métallifères et de la stratification en éléments métalliques au sein d'une croûte continentale en fonction du type de suite étudiée (gneiss gris, assemblages complexes de base de croûte fondue, plutons supracrustaux ;  $\text{SiO}_2 \geq 52\%$ ).

Il est possible de corriger l'effet de la différenciation sur la stratification crustale des métaux en effectuant le même travail mais en utilisant un filtre sur la silice ( $\text{SiO}_2 \geq 65\%$ ). Les tables 4.11, 4.12 et 4.13 ci-dessous présentent les résultats obtenus sur la concentration métallique des suites de gneiss gris, des assemblages complexes de base de croûte fondue et des suites plutoniques supracrustales après avoir corrigé l'effet de la différenciation. Ces différents résultats montrent un enrichissement en

éléments incompatibles au sein des plutons supracrustaux par rapport aux assemblages de base de croûte fondue de façon similaire que le filtre soit à 52% ou 65%  $\text{SiO}_2$ . En effet, par exemple, la moyenne géométrique en U des plutons supracrustaux est de 0,88 ppm alors que dans les unités de gneiss gris et des assemblages de base de croûte fondue (ACBCF), la moyenne géométrique est de 0,56 ppm et 0,33 ppm U respectivement (Tables 4.11, 4.12 et 4.13). Le comportement du W est similaire. En effet, la moyenne géométrique au sein des ACBCF est de 1,67 ppm (Table 4.11). Cette dernière est égale à 2,34 ppm au sein des gneiss gris (Table 4.12). Le contenu en W s'accroît encore au sein des plutons supracrustaux tardifs avec une moyenne géométrique égale à 3,39 ppm (Table 4.13). A l'inverse, les résultats mettent en lumière un enrichissement en éléments ferromagnésiens au sein des ACBCF et des gneiss gris contrairement aux plutons supracrustaux. Par exemple, la moyenne géométrique en Ni des ACBCF est de 9,23 ppm (Table 4.11). Au sein des gneiss gris la moyenne géométrique est de 4,85 ppm (Table 4.12). En revanche, la moyenne géométrique en Ni des plutons supracrustaux est de 3,51 ppm (Table 4.13). Le comportement du Cu est assez similaire avec une moyenne géométrique pour les ACBCF de 10,4ppm (Table 4.11). La moyenne géométrique pour les unités magmatiques de gneiss gris est de 3,85 ppm (Table 4.12). Cependant, les plutons supracrustaux présentent un léger enrichissement en Cu par rapport au gneiss gris avec une moyenne géométrique de 4,23 ppm (Table 4.13). Ces différents résultats mettent en évidence une stratification verticale des éléments métalliques au sein d'une croûte continentale archéenne.



Table 4.11 : Table des résultats de l'étude des concentrations métalliques (en ppm) des assemblages complexes de base de croûte fondue (ACBCF) du NEPS après correction de l'effet de la différenciation ( $\text{SiO}_2 \geq 65\%$ ).

Éléments (ppm)	ACBCF (Min-Max)	Moyenne	Moyenne géométrique	Nombre de Valeurs
Ag	0,1-0,4	0,12±0,07	0,11	20
As	0,5-3,8	1,28±0,96	1,02	39
Au (ppb)	0,5-34,0	2,98±4,06	1,99	99
Co	1,3-37,3	11,08±6,92	9,23	208
Cu	0,9-270,9	16,74±25,54	10,4	208
Mo	0,1-10,9	0,76±1,20	0,39	121
Ni	0,4-80,7	13,31±12,68	9,23	208
Pb	0,3-44,8	2,82±3,49	2,05	208
Sb	0,1-1,2	0,19±0,30	0,13	13
Sn	1,0-5,0	1,5±0,77	1,36	76
Th	0,07-28,2	3,8±4,5	1,95	200
U	0,05-2,2	0,43±0,35	0,33	192
V	8,0-222,0	62,50±41,31	50,5	206
W	0,1-13,7	3,27±3,42	1,67	61
Zn	5,0-124,0	41,18±17,23	37,37	208

Table 4.12 : Table des résultats de l'étude des concentrations métalliques (en ppm) des suites magmatiques de gneiss gris du NEPS après avoir corrigé l'effet de la différenciation ( $\text{SiO}_2 \geq 65\%$ ).

Éléments (ppm)	Gneiss gris (Min-Max)	Moyenne	Moyenne géométrique	Nombre de valeurs
Ag	0,1-0,3	0,13±0,07	0,12	18
As	0,5-7,9	1,54±1,69	1,1	52
Au (ppb)	0,5-28,9	3,49±4,75	2,15	93
Co	0,3-17,6	5,90±3,20	4,91	225
Cu	0,2-98,0	7,44±10,40	3,85	229
Mo	0,10-11,5	0,92±1,53	0,4	122
Ni	0,10-43,50	7,27±6,84	4,85	229
Pb	0,3-19,8	4,10±3,67	2,93	226
Sb	0,10-1,10	0,26±0,35	0,16	8
Sn	1,0-4,0	1,54±0,77	1,39	72
Th	0,3-74,6	7,99±8,43	4,98	228
U	0,1-4,1	0,81±0,72	0,56	231
V	8,0-121,0	35,80±19,85	30,73	210
W	0,2-14,0	4,81±4,80	2,34	54
Zn	3,0-85,0	38,81±15,54	34,62	229

Table 4.13 : Table des résultats de l'étude des concentrations métalliques (en ppm) des plutons supracrustaux du NEPS après avoir corrigé l'effet de la différenciation ( $\text{SiO}_2 \geq 65\%$ ).

Éléments (ppm)	Plutons supracrustaux (Min-Max)	Moyenne	Moyenne géométrique	Nombre de valeurs
Ag	0,02-0,60	0,12±0,09	0,11	50
As	0,5-21,6	2,05±3,0	1,31	72
Au (ppb)	0,5-83,0	3,03±8,31	1,55	183
Co	0,2-14,3	4,66±2,80	3,74	333
Cu	0,1-341,4	8,06±20,01	4,23	342
Mo	0,1-629,7	4,14±41,74	0,75	227
Ni	0,1-33,6	5,09±4,18	3,51	342
Pb	0,3-220,1	9,15±16,97	6,11	341
Sb	0,1-0,4	0,13±0,08	0,12	24
Sn	1,0-8,0	1,77±1,10	1,56	118
Th	0,2-129,9	16,15±16,61	9,93	348
U	0,07-267	2,35±14,50	0,88	345
V	3,0-102,0	33,36±17,83	28,52	304
W	0,1-34,5	5,86±4,92	3,39	142
Zn	2,0-90,0	31,36±14,96	26,89	343

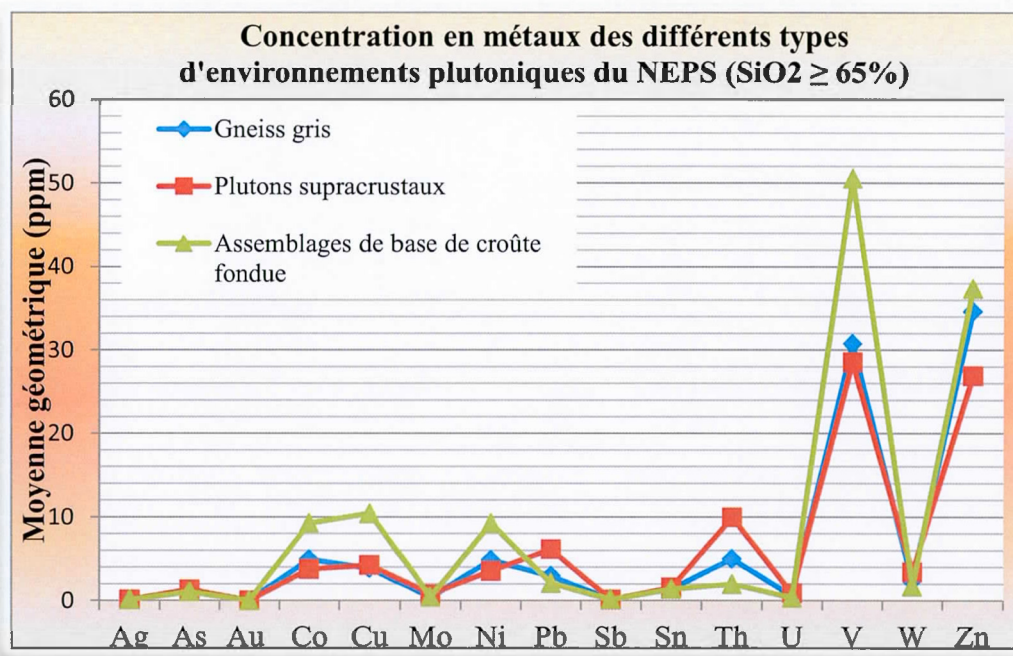


Figure 4.21 : Représentation graphique exprimant la moyenne géométrique des concentrations métallifères et de la stratification des éléments métalliques au sein d'une croûte continentale en fonction du type de suite étudiée (gneiss gris, assemblages complexes de base de croûte fondue, plutons supracrustaux;  $\text{SiO}_2 \geq 65\%$ ).

#### 4.2.3. Discussion

Ce travail a mis en évidence une évolution positive du comportement rédox des roches intrusives du NEPS en fonction de la différenciation magmatique. Ainsi il se produit une oxydation de la croûte granitique superficielles produite par fusion partielle après 2740 Ma.

Il est également possible de noter un partitionnement des métaux entre les phases profondes et superficielles à partir des assemblages de base de croûte fondue. Ceci peut s'expliquer soit par un changement de phase soit par une augmentation de la concentration des phases porteuses. Il semble en effet se produire une augmentation



du Cu-Au dans la quille de la croûte profonde. À l'inverse, la croûte superficielle semble s'enrichir en éléments métalliques incompatibles par extraction de liquide magmatique. Ces phénomènes de concentration métalliques fini-Archéen préfigurent la concentration ultérieure de minéralisations économiques. En effet, il semblerait que le processus de cumulation en contexte de croûte chaude implique un stockage des éléments ferromagnésiens à la base dès l'Archéen, ce qui pourrait suggérer une différenciation initiale hétérogène dans le sens vertical ainsi que dans le sens horizontal. En fonction de l'étude des gradients thermiques; il serait possible dans ce cas d'observer là l'origine de certaines provinces à métaux précieux. Il se pose alors le problème de l'accessibilité des métaux afin de les collecter (fusion incongruente,...). Enfin, des questions persistent sur les mécanismes de remontée des métaux vers la surface, dès le premier stade de magmatisme alcalin.

## CHAPITRE V

### SYNTHÈSE ET CONCLUSION

*Ce chapitre a pour objectif de proposer une conclusion sur l'analyse de la géochimie des suites plutoniques du Nord-Est de la Province du Supérieur et de suggérer des pistes de recherches à approfondir.*

L'objectif général de cette étude était d'améliorer la compréhension et la caractérisation des processus magmatiques impliqués dans l'évolution de la croûte continentale néoarchéenne du NEPS à l'aide des données géochimiques mises à disposition par le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (MÉRN). Le premier objectif spécifique de cette étude était de mieux comprendre le rôle des granites comme marqueurs de l'évolution crustale archéenne du NEPS et ainsi de mieux distinguer les processus de différenciation magmatique des croûtes continentales archéennes ainsi que les implications géodynamiques qui peuvent en découler. Le second objectif spécifique de ce travail était de déterminer la possibilité de tracer à l'échelle du NEPS et au cours du temps les processus de concentrations magmatiques métalliques durant l'Archéen.

Les premiers résultats ont permis de reclasser les suites préalablement interprétées par les géologues du MÉRN en affinant les définitions primaires utilisées dans la littérature scientifique moderne. Par exemple, les suites de TTG, considérées comme des suites plutoniques se sont avérées être en réalité des gneiss gris qui eux-mêmes ne correspondent pas à des plutons au sens strict. Cette ambiguïté s'est automatiquement répercutée dans la synthèse cartographique et le traitement des données ultérieures. Les roches intrusives du NEPS ont donc pu être classées en trois catégories distinctes (en fonction des descriptions de terrains effectuées par les géologues du MÉRN) que sont les assemblages complexes de base de croûte fondue (diatexites, charnockites, unités à ortho et clinopyroxènes), les gneiss gris (différents des plutons de TTG au sens strict), et les plutons supracrustaux (suites de TTG, monzonites, monzidiorites, granodiorites, granites, alcalins).

Sur le plan géochimique, les résultats obtenus ont montré un continuum entre les différentes catégories précédemment citées, suggérant que le NEPS s'apparente à une croûte archéenne immature en cours de différenciation magmatique par un processus de ségrégation magmatique. Selon certains diagrammes présentés dans de ce travail,

ce continuum apparaît un peu moins marqué sur la zone d'étude ce qui peut suggérer un processus de ségrégation magmatique localement efficace.

Les croûtes continentales archéennes se sont formées par une accréation initiale d'une croûte sodique suivie d'un remaniement ultérieur de cette même croûte provoquant la mise en place de granites potassiques tardifs. Dans le NEPS, ce schéma est observable au cours du Néoarchéen. Dans le NEPS, on peut clairement distinguer : 1) la formation d'une croûte sodique de type TTG avant 2,74 Ga générée par la fusion partielle d'un précurseur mafique ; et 2) la fusion et la ségrégation magmatique intracrustale après 2,74 Ga, induisant la formation de migmatites, de gneiss appauvris en liquides magmatiques et de granites.

La cartographie de paramètres géochimiques clés a fait ressortir à l'échelle régionale différents domaines crustaux à l'intérieur de régions composées de croûte fondue enrichie ou appauvrie en liquide magmatique, ou de gneiss tonalitiques produits par fusion à haute ou basse pression. Ces processus magmatiques semblent influencer sur la distribution à l'échelle crustale de l'état d'oxydation magmatique et des métaux, la ségrégation magmatique conduisant à la formation d'une partie profonde, plus réduite, enrichie en éléments ferromagnésiens (y compris cuivre et or), et une partie superficielle, plus oxydée plus enrichie en éléments incompatibles (U, W, Pb, ...).

Le calcul des paramètres deltas ainsi que la modélisation de fusion partielle a permis de tracer le niveau de pression de fusion et d'enrichissement de la source mafique à l'origine de la formation des roches intrusives différenciées du NEPS. Ces paramètres ( $\Delta\text{Sr}$ , Y,  $\log \text{Eu}_N/\text{Eu}^*$ ) ont pu être cartographiés puis interprétés à l'échelle du NEPS.

En conclusion, les différents résultats obtenus dans le cadre de cette étude suggèrent que le NEPS correspond à une vaste croûte fondue. Les compositions de la plupart des complexes tonalitiques ou diatexitiques peuvent s'interpréter comme un mélange (ou une séparation incomplète) entre solide et liquide témoignant de la fusion partielle de lithologies initialement contrastées (tonalites d'un premier cycle,



sédiments, ...). Dans ce modèle, les suites granitiques tardives peuvent être interprétées comme des secteurs où la phase liquide a été extraite et concentrée. Le NEPS pourrait donc être assimilé à une vaste croûte fondue dont l'extraction de liquide aurait permis la formation de la croûte continentale granitique identifiée sur le terrain.

Le manque de contrôle sur les échantillons et sur le terrain de ce genre de traitement de bases de données est la principale limite d'un tel projet. Bien qu'une méthodologie rigoureuse de traitement ait permis de récupérer un maximum de métadonnées, le manque de contrôle sur les échantillons a pu influencer la préférence de certaines informations par rapport à d'autres. Il existe également une limite au niveau de la représentativité cartographique des données géochimiques. En effet, la cartographie et l'échantillonnage de terrain ayant été effectués au 1/250 000<sup>ème</sup> cela peut engendrer une limitation dans la qualité de l'interpolation spatiale par méthode géostatistique de krigeage. Une autre limite correspond au manque de données structurales régionales. En effet, il n'y a eu que très peu d'études structurales à l'échelle du NEPS. Il apparaît donc difficile d'avancer des hypothèses géodynamiques à l'échelle régionale sans éléments cinématiques ou dynamiques claires.

Une meilleure compréhension du comportement de la croûte à l'Archéen est apparue indispensable et a permis de mieux appréhender le comportement des minéralisations de ces cratons. Le NEPS est un terrain qui reste à explorer plus en détail. Ce type de travaux régionaux peuvent permettre de mieux guider les campagnes d'exploration géologique dans un futur proche. Il apparaît évident qu'une étude structurale régionale s'impose afin de faire ressortir les grandes structures géodynamique du NEPS. Ceci permettrait de faire ressortir les grandes structures d'échelle lithosphérique et de les comparer avec d'autres cratons et d'autres structures d'échelle crustale afin de déterminer un potentiel métallogénique favorable.

Les recherches futures dans ce domaine gagneraient à se porter plus précisément sur les roches intrusives présentant des compositions géochimiques de type sanukitoïde, ces dernières présentant un intérêt certain pour les minéralisations aurifères. La transition TTG/alcalin à la fin de l'Archéen apparaît également floue et mérite de plus amples recherches afin de permettre une meilleure compréhension de la mise en place des systèmes alcalins tardifs porteur de nombreuses minéralisations économiques. Le lien entre ces différents plutons tardi-archéens et les accidents structuraux tardifs d'échelle crustale devrait être précisé. Ce type de méthodologie de traitement de base de données peut être appliqué à l'échelle du Québec et se focaliser sur des provinces archéennes où une plus grande quantité d'indices minéralisés ont pu être répertoriés (Baie-James, Abitibi, ...).

Dans un objectif ultime d'approfondissement de ce type de travail, il serait intéressant de mieux comprendre la relation entre l'évolution thermique de ces croûtes archéennes chaudes et la différenciation de ces mêmes croûtes ainsi que leur enrichissement ou non en métaux. Enfin, la question demeure concernant le devenir des résidus de fusion partielle de la croûte mafique après l'extraction des TTG.

## ANNEXES





## BIBLIOGRAPHIE

### A

---

- Albarède, F., (1998). The growth of continental crust. *Tectonophysics*, v. 296, 1-2, p. 1-14.
- Armstrong, R.L., (1981). Radiogenic isotopes: The case for crustal recycling on a near steady-state no-continental-growth Earth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, v. 301, p. 443-472.
- Arndt, N.T., Lesher, C.M., Barnes, S.J., (2008). *Komatiite*. Cambridge University Press, Cambridge. 467 p.

### B

---

- Barbarin, B., (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, v.46, p. 605-626.
- Beakhouse, G.P., (2011). The Abitibi subprovince plutonic Record: Tectonic and Metallogenic Implications. Ontario Geological Survey. Open File Report 6268. 161p.
- Bédard, J.H., Brouillette, P., Madore, L., Berclaz, A., (2003). Archaean cratonization and deformation in the northern Superior Province, Canada: an evaluation of plate tectonic versus vertical tectonic models. *Precambrian Research*, v. 127, 1-3, p. 61-87.
- Bédard, J.H., (2006). A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, v. 70, 5, p. 1188-1214.

- Bédard, J.H., (2013). How many arcs can dance on the head of a plume?: A 'Comment' on: A critical assessment of Neoarchean 'plume only' geodynamics: Evidence from the Superior province, by Derek Wyman, Precambrian Research, 2012. Precambrian Research, v. 229, 0, p. 189-197.
- Bédard, J.H., Harris, L. B., (2014). Neoarchean disaggregation and reassembly of the Superior craton. *Geology*, 42(11), 951-954.
- Bell, R., (1877). Report on an exploration of the east coast of Hudson Bay. Geological Survey of Canada; Report of Progress, p. 1877-78.
- Bell, R., (1885). Observations on the geology, mineralogy, zoology and botany of the Labrador Coast, Hudson Strait and Bay. Geological Survey of Canada; Report of Progress, p.1882-84.
- Benn K., Sawyer E.W., Bouchez J.-L., (1992). Orogen parallel and transverse shearing in the Opatika belt, Quebec: implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Can J Earth Sci.* v. 29, p.2429–2444.
- Benn K., (2006). Tectonic Delamination of the Lower Crust During Late Archean Collision of the Abitibi-Opatika and Pontiac Terranes, Superior Province, Canada.
- Benn K., Moyen, J. F., (2008). The Late Archean Abitibi-Opatika terrane, Superior Province: A modified oceanic plateau. *The Geological Society of America. Special Paper* 440.
- Berclaz, A., Cadieux, A.M., Sharma, K.N.M., Parent, M., Leclair, A., (2001). *Geologie de la région du lac Aigueau (24E et 24F/04)*. Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 2001-05, 49 p.

- Berclaz, A., Godin, L., David, J., Maurice, C., Parent, M., Francis, D., Stevenson, R., Leclair, A., (2003a). Géologie de la Ceinture de Nuvvuagittuq (env. 3,8 Ga), Nord-Est de la Province du Supérieur : vers une approche multidisciplinaire. Dans : Résumé des conférences et des photoreprésentations, Québec Exploration 2003. Ministères des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; DV 2003-09, p. 50.
- Berclaz, A., Maurice, C., Lacoste, P., David, J., Leclerc, F., Sharma, K.N.M., Labbé, J.-Y., Goulet, N., Bédard, J., Vallières, J., (2003b). Géologie de la région du lac Anuc (SNRC 340). Ministères des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-14, 58 p.
- Best, M., (2003). Igneous and metamorphic petrology. Blackwell Science Ltd.
- Blevin, P.L., Chappell B.W., (1992). The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia: Transactions of the Royal Society of Edimburgh: Earth science, v.83, p. 305-316.
- Blevin, P. L., Chappell B.W., (1995). Chemistry, Origin, and Evolution of Mineralized Granites in the Lachlan Fold Belt, Australia: The Metallogeny of I- and S-type Granites. Economic Geology, vol. 90, p.1604-1619.
- Blevin, P.L., (2003). Metallogeny of granitic rocks, in Magmas to Mineralisation: the Ishihara Symposium, pp. 1-4, eds Blevin, P., Jones, M. & Chappell, B., Geoscience Australia, Record 2003/14.
- Blevin, P. L. (2004). Redox and Compositional Parameters for Interpreting the Granitoid Metallogeny of Eastern Australia: Implications for Gold-rich Ore Systems. Resource Geology, v. 54, 3, p. 241-252.

Blevin, P.L., (2005). Intrusion Related Gold Deposits. Exploration model and PDF file, [www.ga.gov.au/about/corporate/ga\\_authors/Expl\\_models/PL\\_Blevin\\_IRD.js](http://www.ga.gov.au/about/corporate/ga_authors/Expl_models/PL_Blevin_IRD.js).

Blevin, P.L., (2010). Eastern Australian granites: origins and metallogensis. Mines & Wines Mudgee NSW. PDF file, [www.industry.nsw.gov.au](http://www.industry.nsw.gov.au).

Boily, M., Leclair, A., Maurice, C., Berclaz, A., David, J., (2006). Étude géochimique et isotopique du Nd des assemblages volcaniques et plutoniques du nord-est de la Province du Supérieur (NEPS): Ministère des Ressources naturelles. Québec, GM 62031, 50 pages.

Boily, M., Leclair, A., Maurice, C., Bédard, J.H., David, J., (2009). Paleo- to Mesoarchean basement recycling and terrane definition in the Northeastern Superior Province, Québec, Canada. *Precambrian Research*, v.168, 1-2, p. 23-44.

## C

---

Cagnard, F., Durrieu, N., Gapais, D., Brun, J.-P., Ehlers, C., (2006). Crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular reference to Precambrian times. *Terra Nova*. v.18, 1, p. 72-78.

Calvert, A.J., Sawyer, E.W., Davis, W.J., and Ludden, J.N., (1995). Archean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the superior Province. *Nature*, v. 375, p. 670–673.

Calvert A.J., Ludden J.N., (1999). Archean continental assembly in the southeastern Superior Province of Canada. *Tectonics*, v. 18, p. 412-429.



- Card, K.D., Poulsen, K.H., (1998). Geology and mineral deposits of the Superior Province of the Canadian Shield. In: Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America, S. Lucas and M.R. St-Onge (co-ordinators). Geological Survey of Canada; Geology of Canada, number 7, p. 13-194.
- Cassidy, K.F., Groves, D.I., McNaughton, N.J., (1998). Late-Archean granitoid-hosted lode-gold deposits, Yilgarn Craton, Western Australia: Deposit characteristics, crustal architecture and implications for ore genesis. *Ore Geology Review*, v. 13, 1-5, p. 65-102.
- Černý, P., Blevin, P.L., Cuney, M., London, D., (2005). Granite-Related Ore Deposits. *Economic Geology*, 100th Anniversary volume, p. 337-370.
- Champion, D., (2005). Prospect look good in north Queensland. *AusGeo news*, 79.
- Champion, D.C. and Cassidy, K.F., (2007). An overview of the Yilgarn Craton and its evolution, in Bierlein, F.P. and Knox-Robinson, C.M. (eds), *Proceedings of Geoconferences (WA) Inc. Kalgoorlie 07 Conference, 25–27 September 2007: Geoscience Australia, Record 2007/14*, p. 8–13.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, v. 8, p. 173–174.
- Chappell, B.W., and White A.J.R., (2001). Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 48, p. 489-499.
- Chardon, D., Gapais, D., Cagnard, F., (2009). Flow of ultra-hot orogens: A view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic. *Tectonophysics*, v.447, 3-4, p. 105-118.

- Choukroune P., Bouhallier H., Arndt N.T., (1995). Soft lithosphere during periods of Archean crustal growth or crustal reworking. *Geol Soc London Spec Pubs.* v. 95, p.67–86.
- Condie K.C., (1998). Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth and Planetary Science Letters*, v. 163, p. 97–108.
- Condie K. C., DesMarais D. J. and Abbott D., (2001). Precambrian superplumes and supercontinents: a record in black shales, carbon isotopes, and paleoclimates? *Precambrian Research*, v. 106, p. 239–260.
- Condie, K.C., O'Neill, C., Aster, R.C., (2009). Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 282, 1–4, p. 294–298.
- Condie K.C. and Aster R.C., (2010). Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: The supercontinent connection and continental growth. *Precambrian Research*, v. 180, p. 227–236.
- Condie K.C. and O'Neill C., (2010). The Archean-Proterozoic boundary: 500 my of tectonic transition in Earth history. *American Journal of Science*, v. 310, p. 775–790.

## D

---

- Daigneault R., Mueller W.U. Chown E.H., (2002). Oblique Archean subduction : accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. *Precambrian Research*, v.115, p. 261-290.

- David, J., Godin, L., Berclaz, A., Maurice, C., Parent, M., Francis, D., Stevenson, R., (2009). Geology and geochronology of the Nuvvuagittuq Supracrustal sequence: an example of Paleoarchean crust (ca. 3.8 Ga) in the Northeastern Superior Province. Eos Transactions, CGU/AGU/SEG/EEGS Joint Assembly, Abstract no. V23D-03.
- Davies G.F., (2009). Effect of plate bending on the Urey ratio and the thermal evolution of the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 287, p. 513–518.
- Defant M.J., Drummond M.S., (1990). A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, v. 95, B-13, p. 21503–21521.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses—its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, v. 29, p. 183–210.
- Doublier, M.P., Thébaud, N., Wingate, M.T.D., Romano, S.S., Kirkland, C.L., Gessner, K., Mole, D.R., Evans, N., (2014). Structure and timing of Neoarchean gold mineralization in the Southern Cross district (Yilgarn Craton, Western Australia) suggest leading role of late Low-Ca I-type granite intrusions. *Journal of Structural Geology*, v. 67, Part B, 0, p. 205–221.
- Drake, M.J., Weill, D.F., (1975). Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu<sup>2+</sup>, Eu<sup>3+</sup> and other REE between feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochemica and Cosmochima Acta*, v. 39, p. 689–712.

During P., Cassidy, K. F., Hagemann S.G., (2007). Granitoid-associated orogenic, intrusion-related, and porphyry style metal deposits in the Archean Yilgarn Craton, Western Australia. *Ore Geology Reviews*, v.32, p. 157-186.

## E

---

Ernst, R.E., (2007). Large Igneous Provinces (LIPs) in Canada through time and their metallogenic potential. In: Goodfellow WD (ed) *Mineral Deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods, geological association of Canada, mineral deposits division, Special Publication*. v.5, p. 929–937.

## F

---

Filzmoser, P., Garrett, R.G., Reimann, C., (2005). Multivariate outlier detection in exploration geochemistry. *Computers and Geosciences*, v.31, 5, p. 579-587.

Fraser, R.J., (1993). The Lac Troilus gold-copper deposit, northwestern Quebec; a possible Archean porphyry system. *Economic Geology*, v. 88, 6, p. 1685-1699.

Fyfe, W.S., (1978). The evolution of the earth's crust: Modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? *Chemical Geology*, v. 23, p. 89–114.

## G

---

Glikson, A.Y., (1979). Early Precambrian tonalite–trondhjemite sialic nuclei. *Earth-Science Reviews*, v. 15, p. 1–73.

Gosselin, C., Simard, M., (2000). *Géologie de la région du lac Gayot (SNRC23M)*. Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 99-06, 29p.



- Gosselin, C., Roy, P., David, J., (2001). Géologie de la région des lacs des Loups Marins (34A). Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 2001-10, 42 p.
- Gosselin, C., Roy, P., David, J., (2002). Géologie de la région du lac Bienville (33P). Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 2002-11, 38 p.
- Grove T. L., Parman S.W., (2004). Thermal evolution of the Earth as recorded by komatiites., *Earth and Planetary Science Letters*, v. 219, p. 173–187.
- Guitreau, M., (2012). Les isotopes de l'hafnium dans les TTG et leurs zircons : témoins de la croissance des premiers continents. Thèse de doctorat, École Normale Supérieure de Lyon, 275 pages.
- Guitreau, M., Blichert-Toft, J., Martin, H., Mojzsis, S.J., Albarède, F., (2012). Hafnium isotope evidence from Archean granitic rocks for deep-mantle origin of continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 337–338, 0, p. 221–223.

## H

---

- Halla J., Van Hunen J., Heilimo E. and Hölttä P., (2009). Geochemical and numerical constraints on Neoarchaeon plate tectonics. *Precambrian Research*, v. 174, p. 155–162.
- Harris, L.B., Bédard, J.H., (2014). Crustal evolution and deformation in a non-plate-tectonic Archean Earth: Comparisons with Venus. *Evolution of Archean Crust and Early Life*. Springer. p. 215-291.
- Helt, K. M., Williams-Jones, A.E., Clark, J. R., Wing, B. A., Wares, R. P., (2014). Constraints on the Genesis of the Archean Oxidized, Intrusion-Related

Canadian Malartic Gold Deposit, Quebec, Canada. *Economic Geology*, v. 109, 3, p. 713-735.

Herzberg, C., Condie, K. Korenaga, J., (2010). Thermal history of the Earth and its petrological expression. *Earth and Planetary Science Letters*. v. 292, 1-2, p. 79-88.

Hocq, M., (1994). La Province du Supérieur. Dans : *Géologie du Québec*. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 94-01, p. 7-20.

Hughes, C.J., (1973). Spilites, Keratophyres, and the igneous spectrum. *Geological Magazine*, v. 109, p. 513-527.

Hurley, P.M., Rand, J.R., (1969). Predrift continental nuclei. *Science*, v. 164, p. 1229-1242.

## I

---

Ishihara, S. (1977). The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Kozan Chishitsu = Mining Geology*, v. 27, 5, 145, p. 293-305.

Ishihara, S., (1981). The Granitoid Series and Mineralization. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, p. 458-484.

Ishihara, S., (1998). Granitoid Series and Mineralization in the Circum-Pacific Phanerozoic Granitic Belts. *Resource Geology*, v. 48, 4, p. 219-224.

## J

---

Jahn, B., Glikson, A.Y., Peucat, J.-J., Hickman, A.H., (1981). REE geochemistry and isotopic data of Archaean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara

block, western Australia: implications for early crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 45, p. 1633–1652.

Janoušek, V., Farrow, C. M., Erban, V., (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, v. 47, 6, p. 1255–1259.

Jébrak, M., et Marcoux, E., (2008). *Géologie des ressources minérales. Ressources naturelles et faune du Québec*. MM 2008-01. 667 pages.

Jébrak, M., (2011). Archean gold porphyry deposits of the Abitibi greenstone belt, Québec, Canada – the role of late sediments. Septembre, SGA, Antofagasta, Chili.

Jébrak, M., (2013). Le plutonisme fini-Archéen en Abitibi : à la source des gisements? 11<sup>ème</sup> Forum Technologique du Consorem-Divex, Val-d'Or.

## K

---

Kramers J. D. and Tolstikhin I. N., (1997). Two major terrestrial Pb isotope paradoxes, forward transport modeling, core formation and the history of the continental crust. *Chemical Geology*, v. 139, p. 75–110.

Korenaga, J., (2006). Archean geodynamics and the thermal evolution of Earth. *Archean Geodynamics and Environments*. P. 7-32.

Korenaga, J., (2008). Urey ratio and the structure and evolution of Earth's mantle. *Reviews of Geophysics*. v.46, 2.

## L

---

- Lambert, R.S.J., (1976). Archaean thermal regimes, crustal and upper mantle temperatures, and a progressive evolutionary model for the Earth. In: Windley, B. (ed.), *The early history of the Earth*, Wiley, London, 363–373.
- Laurent, O., (2012). Les changements géodynamiques à la transition Archéen-Protérozoïque: étude des granitoïdes de la marge Nord du craton du Kaapvaal (Afrique du Sud) (Doctoral dissertation, Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II).
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J. F., Doucelance, R., (2014). The diversity and evolution of late-Archaean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5Ga. *Lithos*, v. 205, p. 208-235.
- Leclair, A.D., Parent, M., David, J., Dion, D.-J., Sharma, K.N.M., (2000). Géologie de la région du lac La Potherie (SNRC 34I). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-12, 46 pages.
- Leclair, A., (2005). Géologie du nord-est de la province du Supérieur, Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, DV 2004-04, 19 pp. Chapitre 3 : Condie, 2009.
- Leclair, A., Berclaz, A., Parent, M., Cadieux, A.-M., Sharma, K.N.M., (2003). Géologie – Lac Dufreboy (24L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; carte SI-24L-C2G-03C, échelle de 1/250 000.
- Leclair, A., Labbé, J.-Y., Berclaz, A., David, J., Gosselin, C., Lacoste, P., Madore, L., Maurice, C., – Roy, P., Sharma, K.N.M., Simard, M., (2006). Government geoscience stimulates mineral exploration in the Superior Province, northern Quebec. *Geoscience Canada*, v. 33, no. 2, p. 60-75.



- Low, A.P., (1889). Report on an exploration in James Bay and country east of Hudson Bay drained by the Big Great Whale and Clearwater Rivers. Geological Survey of Canada; Annual Report, v. III, part J, p. 1887-88.
- Low, A.P., (1898). Report on a traverse of the northern part of the Labrador Peninsula from Richmond Gulf to Ungava Bay. Geological Survey of Canada; Annual Report, volume IX, part L.
- Low, A.P., (1902). Report on an exploration of the east coast of Hudson Bay from Cape Wolstenholme to the south end of James Bay. Geological Survey of Canada; Annual Report, volume XIII, part D, 84 pages.

## M

---

- Madore, L., Bandyayera, D., Bédard, J.H., Brouillette, P., Sharma, K.N.M., Beaumier, M., David, J., (1999). Géologie de la région du lac Peters (SNRC 24M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-07, 41 pages.
- Madore, L., Bandyayera, D., Bédard, J.H., Brouillette, P., Sharma, K.N.M., Beaumier, M., David, J., (2000). Geology of the lac Peters area (NTS 24M). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, RG 99-16, 40 pp
- Madore, L., Larbi, Y., (2000). Géologie de la région de la rivière Arnaud (SNRC 25D) et des régions littorales adjacentes (SNRC 25C, 25E et 25F). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-05, 37 pages.
- Madore, L., Larbi, Y., Sharma, K.N.M., Labbé, J-Y., Lacoste, P., David, J., Brousseau, K., Hocq, M., (2001). Géologie de la région du lac Klotz (35A) et du Cratère du Nouveau-Québec (1/2 sud de 35H). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-09, 44 pages.

- Martin, H., Moyen, J.-F., (2002). Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. *Geology*, v. 30, 4, p. 319-322.
- Martin, H., (2005). Genesis and evolution of the primitive Earth continental crust. In: M. Gargaud, B. Barbier, H. Martin and J. Reisse (eds.), *Lectures in Astrobiology*. Springer, Heidelberg, p. 113–163
- Martin H., Moyen J.F., (2002). Secular changes in TTG composition as markers of the progressive cooling of the Earth. *Geology*, v. 30, 4, p. 319–322.
- Martin H., Smithies R., Rapp R.P., Moyen J.F., Champion D., (2005). An overview of adakite, TTG, and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, v. 79, 1-2, p. 1–24.
- Martin H., Moyen J.F., Rapp R.P., (2009). The sanukitoid series: magmatism at the Archaean-Proterozoic transition. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, v. 100, 1–2, p. 15–33.
- Martin, E., Martin, H., Sigmarsson, O., (2010). Comment on "Continental geochemical signatures in dacites from Iceland and implications for models of early Archaean crust formation" by Willbold, M., Hegner, E., Stracke A. and Rocholl A. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 293, 1–2, p. 218–219.
- Maurice, C., Berclaz, A., David, J., Sharma, K.N.M, Lacoste, P., (2004). *Géologie de la région de Povungnituk (35C) et de Kovik Bay (35F, partie sud-est)*. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, RG 2003-06, 42 pages.

- Maurice, C., Lacoste, P., Berclaz, A., David, J., Sharma, K.N.M., (2005). Géologie de la région de Kogaluc Bay (34N et 34M). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, RG 2004-01, 35 pages
- Maurice, C., David, J., Bédard, J.H., Francis, D., (2009). Evidence for a widespread mafic cover sequence and its implications for continental growth in the Northeastern Superior Province. *Precambrian Research*, v.168, 1-2, p. 45-65.
- Moyen J.-F., Martin H., Jayananda M., Auvray B., (2003). Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, v. 127, p. 103–123.
- Moyen, J.-F., Stevens, G. & Kisters, A. F. M., (2006). 3·2 Ga high-pressure, low-temperature metamorphism in the Barberton green-stone belt: the evidence for Archaean mountain belts and subduction zones. In Condie, K. C., Kröner, A. & Stein, R. J. (eds) *When did plate tectonics begin on Earth? Theoretical and empirical constraints*. GSA Penrose Conference, Lander, Wyoming, 13–18 June 2006. Boulder, Colorado: Geological Society of America.
- Moyen, J.-F., Stevens, G., Kisters A.F.M., Belcher, R.W., (2007). TTG plutons of the Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa. *Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology*. v. 15 (K.C. Condie, Series Editor), ch. 5,6.
- Moyen, J.-F. (2009). High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the 'adakitic signature'. *Lithos*, v. 112, 3–4, p. 556–574.
- Moyen, J.-F., Champion, D., Smithies, R. H., (2010). The geochemistry of Archaean plagioclase-rich granites as a marker of source enrichment and depth of melting. *Geological Society of America Special Papers*. v. 472, p. 35-50.

- Moyen, J.-F., (2011). The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*, v. 123, 1-4, p. 21-36.
- Moyen, J.-F. and Martin, H., (2012). Forty years of TTG research. *Lithos*, v. 148, p. 312–336.
- Moyen J.-F. and van Hunen J., (2012). Short-term episodicity of Archaean plate tectonics. *Geology*, v. 40, 5, p. 451–454.
- Moyen, J.-F., Villaros, A., Cuney, M., Garcia, D., (2012). Hidden treasures : a data compilation on granites from the Eastern French Massif Central. Abstract Proceedings of Variscan 2012, Sassari, Italy.
- Moyen, J.-F., (2014). Fusion partielle, granites et migmatites : la dynamique des croûtes chaudes archéennes. Conférence ICM, Rouyn-Noranda.

## N

---

- Nisbet, E.G., Cheadle, M.J., Arndt, N.T., Bickle, M.J., 1993. Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: a review of the evidence from komatiites. *Lithos* 30, 291–307.

## O

---

- O'Connor, J.T., (1965). A classification for quartz rich igneous rocks based on feldspar ratios. US Geological Survey Professional Papers 525B, 79-84.
- O'Neill, C., Jellinek, A. M., Lenardic, A., (2007). Conditions for the onset of plate tectonics on terrestrial planets and moons. *Earth and Planetary Science Letters*. v. 261, 1-2, p.20-32.



## P

- 
- Parent, M., Leclair, A., David, J., Sharma, K.N.M., (2000). Géologie de la région du lac Nedlouc (SNRC 34H et 24E). Ministères des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-11, 40 p.
- Parent, M., Leclair, A., David, J., Sharma, K.N.M., Lacoste, P., (2002). Géologie de la région du lac Vernon (SNRC 34J). Ministères des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-11, 40 p.
- Pease, V., Percival, J., Smithies, H., Stevens, G., Van Kranendonk, M., (2008). When did plate tectonics begin? Evidence from the orogenic record. *Geological Society of America Special Papers*, v. 440, p. 199-228.
- Percival, J.A., Card, K.D., Stern, R.A., Bégin, N.J., (1991). A geologic transect of the Leaf River area, northeastern Superior Province, Ungava Peninsula, Quebec. In: *Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, paper 91-1C*, p. 55-63.
- Percival, J.A., (1991). Granulite-facies metamorphism and crustal magmatism in the Ashuanipi complex, Quebec – Labrador, Canada. *Journal of Petrology*, v. 32, p. 1261-1297.
- Percival, J.A., Mortensen, J.K., Stern, R.A., Card, K.D., Bégin, N.J., (1992). Giant granulite terranes of northeastern Superior Province; the Ashuanipi Complex and Minto Block. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 2287-2308.
- Percival, J.A., (1994). Archaean high-grade metamorphism. In: *Condie, K.C. (ed.), Archaean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam, p. 357–410.
- Percival, J.A., Card, K.D., (1994). *Geology, Lac Minto – Rivière aux Feuilles*. Geological Survey of Canada; Map 1854A, scale 1: 500 000.

- Percival, J.A., Skulski, T., Card, K.D., (1995a). Geology, Rivière Kogaluc – Lac Qalluviartuuq region (parts of 34J and 34O). Geological Survey of Canada; Open File 3112, scale 1: 250 000.
- Percival, J.A., Skulski, T., Nadeau, L., (1996a). Geology, Lac Couture, Quebec. Geological Survey of Canada; Open File 3315, scale 1: 250 000.
- Percival, J.A., Skulski, T., Nadeau, L., (1997a). Reconnaissance geology of the Pelican-Nantais belt, northeastern Superior Province, Quebec. Geological Survey of Canada; Open File 3525, scale 1: 250 000.
- Percival, J.A., Skulski, T., (2000). Tectonothermal evolution of the northern Minto Block, Superior Province, Quebec, Canada. *The Canadian Mineralogist*, v. 38, p. 345-378.
- Percival, J.A., Stern, R.A., Skulski, T.A., (2001). Crustal growth through successive arc magmatism: reconnaissance U-Pb SHRIMP data from the northeastern Superior Province, Canada. *Precambrian Res.*, v. 109, p. 203–238.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, v. 25, 4, p. 956-983.
- Piché, M., Jébrak, M., (2004). Normative minerals and alteration indices developed for mineral exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 82, p. 59-77.
- Pitcher, W.S., (1983). Granite type and tectonic environment. In: *Mountain building process*, edited by Hsu, K; Academic Press, London. p. 19-40.
- Polat, A., (2012). Growth of Archean continental crust in oceanic island arcs. *Geology*, v. 40, 4, p. 383-384.

## R

- 
- Rabeau, O., (2003). Étude de l'évolution du néodyme dans la croûte continentale du nord-est de la province du Supérieur, Nunavik, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, Montréal (Québec), 80 pages.
- Rapp, R. P., Watson, E. B. & Miller, C. F., (1991). Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research* 51, 1–25.
- Rapp, R. P. & Watson, E. B., (1995). Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology* 36 (4), 891–931.
- Reimann, C., Filzmoser, P., Garrett, R.G., (2002). Factor analysis applied to regional geochemical data: problems and possibilities. *Applied Geochemistry*, v.17, 3, p. 185–206.
- Rey, P.F., Philippot, P., Thébaud, N., (2003). Contribution of mantle plumes, crustal thickening and greenstone blanketing to the 2.75–2.6Ga global crisis. *Precambrian Research*. v.127, 1–3, p. 43–60.
- Reymer, A. and Schubert, G. (1984). Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth. *Tectonics*, v. 3, p. 63–77.
- Robert F., (2001). Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Mineralium Deposita*, v.36, p. 503–516.
- Rollinson, H.R., (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman scientific & technical, London. 352 p.

Roy, P., Turcotte, S., Sharma, K.N.M., David, J., (2004). Géologie de la région du lac Montrochand (SNRC 33O). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2003-10, 39 p.

## S

---

Sawyer, E.W., (1994). Melt segregation in the continental crust. *Geology*. v. 22, 11, p. 1019-1022.

Sawyer, E.W., (2001). Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of metamorphic Geology*. v. 19, 3, p. 291-309.

Schubert G., Stevenson D. and Cassen P., (1980). Whole planet cooling and the radiogenic heat source contents of the Earth and Moon. *Journal of Geophysical Research*, v. 85, p. 2531-2538.

Shaw, D.M., (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 34, 2, p. 237-243.

Shirey, S.B., Hanson, G.N., (1984). Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites. *Nature* 310, p. 222-224.

Simard, M., Gosselin, C., David, J., (2001). Géologie de la région de Maricourt (SNRC 24D). Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs, Québec; RG 200-07, 50 p.

Simard, M., Parent, M., David, J., Sharma, K.N.M., (2003). Géologie de la région de la rivière Inuksuac (34K et 34L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-10.



- Simard, M., Parent, M., David, J., Sharma, K.N.M., (2004). Geology of the Rivière Innuksuac area (34K and 34L). Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2003-03, 46 pages.
- Simard, M., Parent, M., Thériault, R., David, J., Lacoste, P. et Sharma, K.N.M., (2005). Geology of the Lac à l'Eau Claire Area (34B et 34C). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, RG 2004-06, 45 pages.
- Simard, M., Labbé, J.-Y., Maurice C., Lacoste, P., Leclair, A., Boily M., (2008). Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur. Ministères des Ressources naturelles, Québec, MM2008-02, 198 pages.
- Simard, M., (2008). Lexique stratigraphique des unités archéennes du nord-est de la Province du Supérieur. Ministère des Ressources naturelles, Québec, DV 2008-03, 107 pages.
- Sleep, N.H., Windley, B.F., (1982). Archean plate tectonics: constraints and inferences. *J Geol.* v. 90, p. 363–379.
- Smithies, R.H., Champion, D.C., Cassidy, K.F., (2003). Formation of earth's early Archaean continental crust. *Precambrian Research*, v. 127, p. 89–101.
- Solomatov, V.S., Moresi L.-N., (1996). Stagnant lid convection on Venus. *J Geophys Res.* v. 101, E2, p.4737–4753.
- Solomatov, V.S., Moresi, L.N., (1997). Three regimes of mantle convection with non-Newtonian viscosity and stagnant lid convection on the terrestrial planets. *Geophys Res Lett.* v. 24, p. 1907–1910.

- Solomatov, V.S., Moresi, L.N., (2000). Scaling of time-dependent stagnant lid convection: Application to smallscale convection on Earth and other terrestrial planets. *J Geophys Res—Solid Earth*. v. 105, p. 21795–21817.
- StatSoft Inc., 2004. STATISTICA (Data Analysis Software System), version 10.
- Stein M. and Hofmann A. W., (1994). Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature*, v. 372, p. 63–68.
- Stern, R.A., Hanson, G.N., Shirey, S.B., (1989). Petrogenesis of mantle-derived, LILE enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26, p. 1688–1712.
- Stern R.A., Hanson, G.N., (1991). Archean High-Mg granodiorites : a derivative of light rare earth enriched monzodiorites of mantle origin. *Journal of Petrology* 32, p. 201–238.
- Stevenson, R., Henry, P., Gariépy, C., (1999). Assimilation-fractional crystallization origin of Archean sanukitoid suites : Western Superior Province, Canada. *Precambrian Research* 96, p. 83-99.
- Stevenson, R.K., David, J., Parent, M., (2006). Crustal evolution of the western Minto Block, northern Superior Province, Canada. *Precambrian Research*; v. 145, 3-4, p. 229-242.
- Stevens, G., Clemens, J. D. & Droop, G. T. R., (1997). Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from ‘primitive’ metasedimentary protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128, 352–70.

## T

- 
- Taylor S. R., McLennan S.M., (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*, Blackwell Scientific, 312 pages., Boston, Mass.
- Taylor, J. R. et Wall, V. J., (1992). The behavior of tin in granitoid magmas. *Economic Geology*, v. 87, p. 403-420.
- Taylor S.R., McLennan S.M., (1995). The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, v. 33, 2, p. 241-265.
- Templ, M., Filzmoser, P., Reimann, C., (2008). Cluster analysis applied to regional geochemical data : Problems and possibilities. *Applied Geochemistry*, v. 23, 8, p. 2198-2213.
- Trépanier, S., (2011). Guide pratique d'utilisation de différentes méthodes de traitement de l'altération et du métasomatisme. *Projet CONSOREM 2008-07*, 209 pages.
- Tribuzio, R., Messiga, B., Vannucci, R., Bottazzi, P., (1996). Rare earth element redistribution during high-pressure-low-temperature metamorphism in ophiolitic Fe-gabbros (Liguria, northwestern Italy): Implications for light REE mobility in subduction zones. *Geology*, v. 24, 8, p. 711-714.

## V

- 
- Vanderhaeghe, O., (2009). Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics*, v. 447, 3-4, p. 119-134.

Van Hunen, J., and van den Berg, A.P., (2008), Plate tectonics on the early Earth: Limitations imposed by strength and buoyancy of subducted lithosphere. *Lithos*, v. 103, p. 217–235.

Van Thienen, P., Vlaar, N.J., van den Berg, A.P., (2005). Assessment of the cooling capacity of plate tectonics and flood volcanism in the evolution of Earth, Mars and Venus. *Phys Earth Planet Int.* v. 150, p.287–315.

## W

---

Whitney, J.A., (1988). The origin of granite: the role and source of water in the evolution of granitic magmas. *Geol Soc Am Bull.* v. 100, p.1886–1897.

Whittington, A.G., Hofmeister, A.M., Nabelek, P.I., (2009). Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth's crust and implications for magmatism. *Nature.* v. 458, p. 319–321.

Wyborn, L.A.I., (2002). Granites and copper gold metallogenesis in the Australian Proterozoic. *Geoscience Australia*, 29 pages.